UNIVERSITÉ DE PARIS
FACULTÉ DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

LE MASSIF DE L'ATAKOR ET SES BORDURES (Sahara Central)

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Thèse principale
pour le Doctorat ès-Lettres
présentée à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines
de l'Université de Paris

par

Pierre ROGNON
Agrégé de l'Université

ÉDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
1967

LE MASSIF DE L'ATAKOR ET SES BORDURES

(Sahara Central)

UNIVERSITÉ DE PARIS
FACULTÉ DES LETTRES ET SCIENCES HUMAINES

LE MASSIF DE L'ATAKOR ET SES BORDURES (Sahara Central)

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE

Thèse principale
pour le Doctorat ès-Lettres
présentée à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines
de l'Université de Paris

par

Pierre ROGNON
Agrégé de l'Université

ÉDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
1967

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

© Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 1967

AVANT-PROPOS

En me décidant pour un sujet d'étude en plein centre du Sahara, je ne recherchais pas la singularité ou l'exploit sportif : ce choix me fut imposé par les circonstances difficiles de la recherche en Algérie entre les années 1954 et 1962. Comme d'autres géographes abandonnaient à cette époque leurs recherches sur l'Atlas blidéen, les hautes plaines ou la Kabylie, j'ai dû délaisser l'Aurès où j'avais fait mes premiers pas de chercheur en 1952-1953, pour une région où j'espérais trouver le calme indispensable à de longues recherches. C'est donc cet éloignement et la faible valeur économique et humaine de la région qui m'ont fait choisir le Hoggar, en espérant qu'il resterait peut-être en dehors des zones troublées par la guerre... Cet espoir s'est réalisé mais il s'en est fallu de peu. Fuyant les zones peuplées et troublées, je me heurtais à d'énormes difficultés pour l'organisation de missions solitaires dans un pays si vide et si accidenté, avec les moyens dérisoires d'un Assistant de Faculté... Dérisoires surtout en comparaison de ceux de mes amis du Bureau de Recherches Géologiques et Minières ou du Service de l'Hydraulique, mais prodigieux par rapport à ceux des grands explorateurs de ce pays : H. Butler (1920-1921), J. Bourcart (1922-1923), puis C. Kilian, R. Perret ou M. Lelubre.

Je dois à M. le Professeur Capot-Rey d'avoir pu surmonter toutes ces difficultés matérielles. Ce fut surtout pour moi une chance inestimable et une très grande joie de pouvoir bénéficier de ses précieux conseils et de sa vaste expérience au cours de ces dix années de recherches. Ayant assuré, avec M. Despois et M. Tabuteau ma première formation de géographe, il m'a accordé sa confiance pour mes premières recherches dans l'Aurès, où j'ai eu aussi la chance d'être conseillé par M. le Doyen Laffitte, qui m'a toujours fait l'honneur de me considérer un peu comme l'un de ses étudiants. Très vite M. Capot-Rey m'a communiqué sa vive passion pour l'étude des régions désertiques, et lorsqu'il fallut changer de secteur de recherches, c'est lui qui me proposa, à l'intérieur du Hoggar, ce massif de l'Atakor qu'il aurait aimé découvrir lui-même. J'espère n'avoir pas trop trahi la confiance qu'il avait mise en moi et qui fut pour moi un continuel encouragement. Sa rigueur dans le raisonnement, son enthousiasme pour la recherche et aussi son extraordinaire courage physique furent toujours une source de réconfort et un exemple qui me permirent de surmonter toutes les difficultés rencontrées. J'ai eu d'ailleurs la joie de pouvoir montrer le résultat partiel de mes recherches à M. Capot-Rey, au cours d'une tournée commune d'une semaine qu'il a accepté de faire avec moi, malgré l'inconfort de mon bivouac. Qu'il trouve ici l'expression de ma déférente gratitude et de mon affectueux attachement.

M. Capot-Rey n'avait fait que contourner l'Atakor en 1955 au cours d'une tournée commune avec MM. Birot et Dresch, Professeurs à la Sorbonne. Leur article commun des Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes était le seul essai de synthèse géomorphologique sur le Hoggar lorsque je commençai ce travail. Que de fois j'ai relu ces soixante pages, pour y chercher l'approbation... ou la contradiction de mes propres hypothèses ! L'Atakor n'y était traité qu'en quelques pages, mais il m'est apparu très rapidement qu'il était le problème central de toute l'évolution du Hoggar, et l'ampleur du champ d'étude s'est révélée progressivement. L'importance des influences tectoniques, le grand rôle de l'érosion différentielle et la complexité des variations climatiques quaternaires m'ont obligé à traiter en détail ce vaste massif dans son extrême variété morphologique. D'où cet ouvrage démesuré que je suis confus d'imposer à d'éventuels lecteurs, et en premier lieu à M. le Professeur P. Birot qui a accepté d'en être le rapporteur. Dès 1958 en effet, M. Birot, dont j'avais passionnément suivi les leçons lorsque je préparais l'agrégation à Paris, m'a fait l'honneur de me compter parmi les chercheurs, déjà fort nombreux, qu'il dirigeait dans l'élaboration de leurs thèses. Je voudrais dire ici combien j'ai été touché par l'accueil extrêmement bienveillant qu'il m'a toujours réservé. Je lui dois en particulier de n'avoir pas connu l'isolement lors de mes deux années passées au C.N.R.S., car dès la fin de mon assistanat à Alger, il m'avait proposé de travailler au Laboratoire de Géomorphologie de Paris en m'y accordant le maximum de facilités pour mon « adaptation » à diverses techniques de laboratoire. Enfin ses nombreux conseils me furent toujours extrêmement précieux, ramenant mon attention aux

problèmes essentiels, alors qu'elle se dispersait parfois dans une multitude de détails. Je tiens à lui exprimer ici ma profonde reconnaissance.

M. le Professeur DRESCH était le troisième signataire de l'article sur le Hoggar, et il m'a toujours manifesté également ses encouragements au cours de nombreuses conversations que nous avons eues en des points aussi variés que l'Ecosse, la Suède, les « déserts » américains, la Mauritanie, la Crète... ou Paris, et mon grand regret est de n'avoir pu faire une tournée en sa compagnie dans l'Atakor, où nous ramenaient très souvent nos discussions. M. DRESCH a bien voulu accepter de présider mon jury et je l'en remercie très vivement. Ainsi se trouvent heureusement réunis dans ce jury les trois éminents géographes qui avaient auparavant associé leurs efforts pour la compréhension de ces magnifiques paysages du Hoggar.

La phase de recherche active sur le terrain s'est effectuée au cours de dix missions d'un à trois mois sur le terrain, grâce à l'aide généreuse de l'Institut de Recherches Sahariennes, relayé en 1964 par le C.N.R.S. Cet Institut, fondé et dirigé pendant près de vingt années par M. CAPOT-REY, ne m'a pas seulement apporté un appui « logistique » appréciable à Tamanrasset et à Alger, mais a aussi accueilli dans sa revue mes articles de débutant inexpérimenté, et surtout m'a révélé les possibilités de travail passionnant que peut offrir une équipe de préhistoriens, géologues, botanistes, zoologistes, pédologues, hydrologues, météorologues, géographes, etc., travaillant sur un même thème. Jeune chercheur, j'ai surtout appris dans ce travail d'équipe au cours des longues séances de discussions de l'I.R.S., mais j'ai pu y nouer aussi des contacts amicaux et confiants avec des chercheurs déjà chevronnés dont l'accueil m'a toujours encouragé dans mes recherches :

— M. le Doyen BALOUT, puis M. CAMPS, Directeurs du Musée du Bardo (C.A.R.A.P.E.) et leurs collaborateurs J. TIXIER, H.J. HUGOT, M. GAST, M. RICHAUD, J.P. MAITRE, C. ROUBET et L. RAMENDO, qui ont toujours accepté, avec beaucoup de patience et de bienveillance, d'examiner mes lots de pièces préhistoriques qui ne pouvaient d'ailleurs trouver de meilleur asile que leur magnifique Musée.

— M. le Doyen LAFFITTE et l'équipe de jeunes géologues réunie autour de lui (P. GIRAUD, G. BUSSON, Y. GOURINARD) auprès desquels j'ai appris mes premiers rudiments de géologie saharienne et de pétrographie.

— M. le Professeur P. QUEZEL et son assistant C. MARTINEZ avec qui j'ai eu la joie de collaborer dans l'étude de la flore du Quaternaire récent de l'Atakor, à la fois au laboratoire et sur le terrain au cours d'une méharée commune.

— M. J. DUBIEF, Directeur-Adjoint de l'Institut de Météorologie et de Physique du Globe d'Alger qui a toujours voué un intérêt passionné à tout ce qui touche l'Atakor. Puis M. LAGRULA. devenu Directeur de cet Institut, qui m'a toujours offert une large hospitalité dans son « annexe » de Tamanrasset.

— Les nombreux chercheurs du Service de l'Hydraulique et de l'Équipement rural de « Clairbois » tournés vers la recherche saharienne, comme les géologues P. GEVIN ou L. LESSART, les pédologues J.-H. DURAND et P. DUTIL, qui m'ont toujours accueilli très amicalement dans leur « maison ». Je voudrais associer dans mes remerciements, avec une douloureuse émotion, le souvenir de deux chercheurs disparus, MM. CORNET et MEDINGER, Directeurs respectifs des Services de Géologie et d'Hydrologie, dont l'aide m'avait été si précieuse dans les débuts de mes recherches.

Tous m'ont donné cette grande joie, suivie de nostalgie, du travail en équipe si peu compatible malheureusement avec la conception individualiste de la thèse universitaire... Je voudrais les remercier très vivement d'avoir guidé mes premières recherches hésitantes de novice saharien.

D'autres, si nombreux qu'il n'est pas possible de les citer tous ici, ont contribué à mon apprentissage de la vie saharienne. Je repense avec émotion à tous ceux qui m'ont aidé dans un pays où la réussite de la moindre tournée exige de très nombreux concours. Je les remercie très chaleureusement pour leur aide si précieuse, en m'excusant auprès de tous ceux que le manque de place m'empêche de citer. Je pense tout spécialement aux techniciens de l'Observatoire qui ont toujours assuré ma sécurité sur les pistes et ouvert toutes grandes les portes de leur logement où j'ai si souvent goûté le réconfort après une dure tournée en montagne. Je ne saurais dire le nombre de fois où mes difficultés sur la piste (parfois la panne dangereuse) ont été aplanies avec l'arrivée de ces si sympathiques sauveteurs : D. GILBERT, M. FIGEAC, M. VADELL, B. CLAVÉ ou A. BUCHER, ou toi, Richard VERIEN, dont la tragique disparition a laissé un grand vide parmi les fervents du Hoggar ! Sans leur soutien si amical et si dévoué, ce travail n'aurait jamais été possible et je dois à toute l'équipe de l'Observatoire une dette immense de reconnaissance.

A plusieurs reprises également j'ai eu recours à l'aide technique du Bureau de Recherches Minières de l'Algérie (rattaché par la suite au B.R.G.M.). Il m'a généreusement aidé malgré le refus que j'avais été obligé d'opposer à M. Matheron, Directeur du B.R.M.A., qui m'avait proposé en 1958 un travail en collaboration. Les nécessités d'une thèse de Lettres ne correspondaient malheureusement pas avec les préoccupations de recherches « appliquées » des gisements alluvionnaires de diamant ou de cassitérite... J'ai été très touché de voir que, malgré cela, les différents géologues, chefs de missions aux moyens autrement importants que les miens, m'ont toujours un peu considéré comme l'un des leurs. M. M. Lelubre, Professeur à la Faculté des Sciences de Toulouse et Conseiller Scientifique du B.R.G.M., a toujours accepté avec beaucoup de bienveillance de répondre à mes questions de néophyte, me faisant part de sa très grande expérience du Hoggar, dont il a réalisé une si brillante synthèse géologique. J. Ranoux, C. Reboul, B. Guerangé, J. Arène ou J. Didier m'ont souvent fourni des renseignements inédits, fruit de leur magnifique travail sur le Hoggar et base indispensable pour la recherche morphologique. Je voudrais aussi remercier tout particulièrement J.-Y. Thebault qui m'a initié aux grandes randonnées en tout terrain, après m'avoir accueilli à son camp de Silet, au soir de ma première sortie solitaire après environ 150 kilomètres d'une piste qui me parut, à l'époque, effroyable... Je ne saurais évidemment oublier l'accueil d'emblée amical de J. Boissonnas, engagé dans une thèse sur les granites intrusifs du Hoggar. Plusieurs tournées communes dans l'Aheleheg, puis au Nord-Ouest de l'Atakor et dans la région d'Idelès, ont été jalonnées d'innombrables discussions au cours desquelles on pouvait parfois se demander qui était le géologue, et qui le morphologue, tant nos préoccupations étaient voisines. La découverte, au cours de ces tournées, des premiers gisements de Mammifères fossiles de l'Atakor (au Tahag et à Tamenokalt) ont été le plus beau résultat de ce travail en équipe et l'une des plus grandes joies de mon travail sur le terrain. Jouant l' « avocat du diable » contre mes hypothèses sur les névés quaternaires, ou relisant mon texte sur les reliefs granitiques, J. Boissonnas a activement participé au renforcement de mes hypothèses morphologiques. Ce travail doit beaucoup à sa collaboration et à sa précieuse amitié.

Je voudrais remercier également, de tout cœur, les habitants du petit centre d'Idelès où j'ai toujours reçu une hospitalité qui reste gravée dans mes meilleurs souvenirs. Je voudrais dire tout particulièrement mon amicale et fidèle reconnaissance à M. Guy Barrere, Directeur d'École à Idelès. Grâce à sa parfaite connaissance du pays, à l'estime générale dont il jouit parmi la population de l'Atakor, et à sa curiosité toujours en éveil, il a été pour moi à la fois un très précieux compagnon de route et un correspondant toujours à l'affût des moindres renseignements qui pouvaient faire avancer l'enquête morphologique. Les capitaines Regnier, puis Parisse ont rivalisé également pour faire du « bordj » d'Idelès un foyer si accueillant, animés l'un et l'autre d'un enthousiasme si communicatif dans l'exploration scientifique de « leur région ». J'ai toujours trouvé auprès d'eux l'aide la plus complète dans un secteur pourtant bien déshérité, et je voudrais associer dans mes remerciements le Sergent chef Gazé qui a si brillamment assuré les tâches matérielles les plus ingrates, en particulier la préparation de mes deux plus longues méharées.

Que de noms se bousculent dans ma mémoire au moment de ces remerciements ! Je voudrais dire toute ma gratitude à ceux qui, malgré leur lourde tâche administrative, ont porté un grand intérêt à la recherche scientifique. En particulier M. l'Administrateur Clauzel qui, grâce à sa parfaite connaissance du tamahaq, était devenu l'un des meilleurs spécialistes des problèmes humains du Hoggar — et les capitaines Besson et Rio, Officiers des Affaires Sahariennes, si passionnément attachés au développement de la recherche saharienne. Je pense aussi aux Frères Jean-Marie, Carlo et Louis, et à Marcel Launey, de la Fraternité de Tamanrasset, qui m'ont toujours accueilli avec tant de cordialité et de simplicité, et avec qui j'ai partagé non seulement le pain, mais aussi cette soif de connaissance qui caractérisait déjà si bien le Père de Foucauld. Mieux connaître le pays était aussi la passion des Inspecteurs primaires, MM. C. Blanguernon, puis J. Bobo, qui accumulaient un grand nombre d'observations sur ce pays au cours de leurs continuels déplacements. Enfin je voudrais dire combien j'ai été touché par l'hospitalité si émouvante que m'ont réservée tant de Touaregs nomades ou de cultivateurs sédentaires, malgré leur extrême dénuement. D'autres m'ont accompagné comme guides rémunérés ou parfois bénévoles, pour assurer ma sécurité en dehors des pistes, sur les éboulis malaisés ou les escarpements granitiques. Combien de fois, en tournant les pages de mes carnets de notes, revient à ma mémoire le souvenir de Chenani ag Mostefa, de son frère Billal, d'Eguelé ou d'Abdelkader Kaokaoua... La découverte de leur beau pays n'aurait jamais été possible pour moi sans leur aide toujours si amicale.

Entre cette phase d'accumulation de matière brute — carnets de notes et échantillons — et la rédaction de cette thèse, l'étape capitale a été l'élaboration des idées. Est-il nécessaire de dire que

cet ouvrage n'aurait jamais dû être signé de mon seul nom ? Ce sont les règlements administratifs qui m'imposent cette injustice... J'ai en effet sollicité pour ce travail de multiples conseils et de très nombreuses analyses, et toute ma reconnaissance va à ceux qui, à Alger, à Paris, à Strasbourg ou à Nancy, m'ont accueilli si cordialement dans leurs laboratoires. Leurs noms manquent à la place officielle auprès du titre de ce livre, mais que du moins les toutes premières pages de cette thèse soient consacrées à l'expression de mon infinie gratitude envers eux.

La grande complexité des phases d'évolution morphologique de l'Atakor m'a très vite orienté vers la recherche de dépôts corrélatifs, susceptibles d'expliquer les « générations » de relief rencontrées. Les conditions de conservation très favorables (fossilisation sous les coulées volcaniques successives, climat aride) invitaient d'ailleurs à l'étude des sols et des colluvionnements très nombreux et variés que j'ai pu inventorier. Faute de place, j'ai dû renoncer à étudier ici les conditions de l'érosion actuelle, très originales par rapport à l'évolution passée, et étudiées à part dans un mémoire annexe. Or ces études exigèrent des centaines d'analyses, et des compétences nettement plus spécialisées que la mienne. Je voudrais remercier tout d'abord ceux qui, dans l'éloignement et l'atmosphère troublée d'Alger entre 1958 et 1962, m'ont, les premiers, orienté vers les analyses d'argiles : M. le Professeur Charles de l'Institut Agricole de Maison-Carrée, et M. Juston, Directeur-Adjoint du Laboratoire de la Carte Géologique de l'Algérie. Puis à Paris, M. l'Abbé P. Bordet, Professeur de Géologie à l'Institut Catholique qui a, dès 1952, si clairement défini les caractères du volcanisme de l'Atakor et leurs rapports avec la morphologie, m'a souvent conseillé dans mes recherches, et m'a fourni, grâce à de nombreuses analyses thermiques différentielles, le moyen de vérifier les premières hypothèses sur les variations de l'altération argileuse dans l'Atakor. Mlle S. Caillière, Sous-Directeur du Laboratoire de Pétrographie du Muséum, a eu l'extrême obligeance de me recevoir à plusieurs reprises pour préciser ces premières séries d'analyses, et je n'ai garde d'oublier aussi l'accueil de M. Patoureaud qui a eu l'amabilité d'effectuer mes toutes premières analyses chimiques à son laboratoire. D'autres analyses d'argiles et de composition chimique furent effectuées à cette époque au Laboratoire « des géographes » du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, et je veux dire toute ma reconnaissance pour ce travail à M. de la Roche, Sous-Directeur du C.R.P.G., et à ses sympathiques collaborateurs MM. Govindaraju, Lelong et Marchal. Quelques analyses d'argile et des études chimiques ont pu être effectuées au Centre de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy, grâce à l'obligeance de MM. Maignien et Pinta, qui m'ont ouvert les portes de leurs laboratoires et fait bénéficier de leurs conseils. Enfin, malgré l'abondance des demandes, M. H. Elhai a accepté de faire analyser quelques-uns des mes échantillons au Laboratoire de l'Institut de Géographie de Paris.

Grâce à l'aide entièrement désintéressée de ces nombreux chercheurs, j'ai pu rassembler une première série de déterminations, mais qui restait très disparate par la diversité des méthodes employées. A chaque étape de mes recherches, j'ai connu cette situation inconfortable du géomorphologue épris de synthèses ambitieuses, mais sans soutien « logistique » propre... Mes doutes et mes incertitudes ont été levées grâce à la proposition que me fit alors M. le Doyen G. Millot, Directeur du Laboratoire de Géologie de Strasbourg, d'appliquer la méthode statistique à l'étude de mes argiles, au moyen d'un grand nombre d'analyses au diffractomètre effectuées à son laboratoire. Cet honneur marqua pour moi l'un des grands jours parmi ces dix années de recherches, et j'ai eu la joie de retrouver rue Blessig, à Strasbourg, ce climat de travail en équipe et d'enrichissement mutuel par les discussions entre spécialistes... Je voudrais dire ma fidèle reconnaissance à M. Millot pour tous les conseils qu'il m'a donnés, et à Mlle H. Paquet, qui a effectué la lecture de plus de cent cinquante diagrammes d'argiles de l'Atakor, et à qui j'exprime ici mes remerciements très chaleureux. Cette longue série d'analyses confirma à la fois les grandes divisions observées sur le terrain dans l'évolution morphologique, et la quasi totalité des analyses obtenues précédemment. Cette convergence prouvait la netteté des étapes de la formation du relief de l'Atakor, et m'incita très vivement à commencer la rédaction de ce travail.

Parallèlement les problèmes de chronologie perdaient un peu de leur mystère grâce à l'aide amicale de plusieurs géologues pétroliers. A la C.E.P., je voudrais remercier très cordialement MM. A. Bonnet et J. Étienne pour leurs précieux conseils et les très nombreuses analyses qu'ils m'ont apportées ; à l'I.F.P., Mme Gubler et MM. J. Debyser et S. Beuf se sont penchés aussi avec beaucoup de compétence et de patience sur les grès mystérieux que j'avais découverts sur la surface sommitale de l'Atakor. Pour les périodes plus récentes, j'ai mis à contribution les éminents spécialistes du Muséum d'Histoire Naturelle : M. le Professeur C. Arambourg et ses collaborateurs Mlle Signeux et M. Y. Coppens, qui ont bien voulu accepter d'examiner les lots d'ossements que je rapportais ; Mme Van Campo, Directeur du Laboratoire de Palynologie et ses collaborateurs Ph. Guinet, G. Aymonin et J. Cohen, qui ont accepté la tâche ingrate entre toutes d'extraire et d'analyser des flores jusque-là

tout à fait insoupçonnées au Sahara ; M. MANGUIN, Chef de Travaux au Laboratoire de Cryptogamie et spécialiste éminent des Diatomées, qui m'a accueilli durant plusieurs semaines à son laboratoire avec la plus grande affabilité, et m'a fourni, par l'étude des ces êtres microscopiques, tant de renseignements sur les milieux aquatiques les plus divers. C'est pour moi un très agréable devoir que de leur présenter l'expression de ma respectueuse reconnaissance.

La liste est encore fort longue de tous ceux que je voudrais remercier pour leurs conseils éclairés dans les divers domaines des Sciences de la Terre, ou sur les différentes régions désertiques comparables à l'Atakor. Je pense tout particulièrement à mon ami R. COQUE, Professeur à la Faculté des Lettres de Lille, venu m'apporter sur le terrain, au cours d'une tournée mémorable, ses précieux conseils et sa grande expérience du Sahara tunisien ; MM. les Professeurs A. CAILLEUX, M. DERRUAU, F. FOURNIER, Y. GUILLIEN, R. RAYNAL, G. ROUGERIE et J. TRICART, qui ont toujours suivi le développement de ce travail avec un intérêt attentif ; Mme M. TERS, Maître de Recherche au C.N.R.S., et ses collaborateurs M. GUEZ, Mme RICHARD et Mlle FARA, qui m'ont aidé si efficacement en particulier pour les analyses de roches et de minéraux lourds ; Mme OBERLIN qui a accepté, malgré d'absorbantes recherches personnelles, de vérifier le degré de cristallisation de quelques argiles de l'Atakor au microscope électronique ; et M. G. DEICHA qui m'initia avec beaucoup d'amabilité aux mystères des inclusions dans les quartz. Enfin, je désirerais remercier amicalement Michel GIROD, Maître-Assistant à la Sorbonne, engagé dans un travail de thèse sur le volcanisme de l'Atakor, pour les renseignements pétrographiques qu'il m'a fournis. Ses recherches, dont j'attends impatiemment la publication, apporteront bien des explications aux problèmes morphologiques en suspens, et permettront d'utiles confrontations entre les résultats volcanologiques et morphologiques.

La réalisation matérielle de l'ouvrage lui-même a été la dernière étape, peut-être la plus délicate. Je remercie très vivement le C.N.R.S. pour l'aide si généreuse qu'il m'a apportée, et surtout M. J. MARÇAIS, Directeur du Centre de Recherches sur les Zones Arides, qui a accepté de publier ce travail dans la très belle collection qu'il dirige avec M. FABRE. J'ai été extrêmement touché par l'accueil si cordial qui m'a toujours été réservé rue Pierre-Curie, où j'ai retrouvé et partagé cette commune passion pour l'étude des régions désertiques. Je voudrais dire toute ma reconnaissance à M. le Professeur F. JOLY qui, dès 1963, m'a fait bénéficier de ses précieux conseils pour la conception de mes cartes morphologiques, et a très aimablement accepté d'assumer leur réalisation à son laboratoire. Les maquettes de la carte au 1/200 000 et des dix planches en couleurs ont été réalisées respectivement par Mlles A. DAUVERGNE et J. BESSAC, que je remercie très chaleureusement pour le grand soin et la compétence qu'elles ont apportés à la réalisation de ce travail. Les quelques cent cinquante dessins qui illustrent cet ouvrage sont l'œuvre de M. M. WALTERSPIELER, dessinateur à l'Institut de Géographie de Nancy, à qui va toute ma gratitude pour ce long travail de précision où il a montré tant d'ingéniosité. Je voudrais aussi remercier de tout cœur M. MEMIN à qui je dois la parfaite composition des planches photographiques, et Mme VASSEUR, du C.R.Z.A., qui a déchiffré et dactylographié plus d'un millier de pages d'une écriture pas toujours très lisible.

Il me paraît enfin tout naturel d'adjoindre ma femme à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de cet ouvrage. Associée à toutes les étapes de la lente maturation de cette thèse, elle en a partagé les joies en m'accompagnant à deux reprises dans ces magnifiques paysages de l'Atakor, mais en a aussi connu les soucis, et en particulier le rythme de vie infernal qui fut le nôtre depuis plus de sept années. Grâce à elle, les phases de doute ou de surmenage ont été rapidement oubliées, et seuls demeurent les souvenirs heureux de cette belle aventure saharienne et scientifique dont ce livre est l'aboutissement.

NOTICE

1) LA SIGNIFICATION DES RÉFÉRENCES DANS LE TEXTE :

Les références indiquées entre parenthèses renvoient :

— *à la bibliographie finale* lorsqu'un nom d'auteur est suivi de la date de parution de l'ouvrage. Cette date permet de replacer la publication dans l'évolution des idées et également de différencier les publications d'un même auteur. Lorsque plusieurs publications du même auteur portent la même date, elles sont distinguées par des lettres (par exemple 1952 a, 1952 b, etc.) ;

— *à une autre page ou un autre chapitre de ce livre* lorsque la référence porte uniquement (*cf.* p. 00) ;

— *à l'illustration* lorsque l'on rencontre : (fig. 00) = figure dans le texte ; (carte n° 00) = cartes en couleurs dans ce livre ; (carte en couleurs hors texte) = l'esquisse géomorphologique du flanc Nord de l'Atakor à la fin de l'ouvrage ; (Pl. I, fig. 1) = référence aux planches photographiques ;

— *aux photos aériennes*. Ces photos sont simplement indiquées par leur référence I.G.N. : NF 31 XVIII-XXIV n° 00 (région de l'Assekrem), NF 31 XVII-XVIII n° 00 (régionde Tamanrasset), NF 32 XIX n° 00 (région de Tazrouk). Quelques photos obliques américaines que j'ai pu consulter grâce à l'obligeance de J. DUBIEF sont également indiquées par leur référence.

2) LA DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE :

— *Le document cartographique de base* reste la carte topographique I.G.N. au 1/200 000 des trois coupures suivantes : Assekrem (NF 31 XXIV), Fort Laperrine (NF 31 XVIII) et Tazrouk (NF 32 XIX). Très conscient des inconvénients d'une telle carte pour des études de détail et pour la toponymie en particulier, nous avons tenté d'illustrer le texte de nombreux croquis de localisation (dans la limite des possibilités financières), mais elle reste indispensable à la compréhension du texte. On peut citer aussi une carte du réseau hydrographique du centre de l'Atakor au 1/50 000 en deux coupures effectuée d'après photos aériennes par l'I.G.N. pour le compte du Centre de Recherches sur les Zones Arides. Mais cette carte est inédite.

— *Les cartes géologiques* éditées par le B.R.G.M. sont deux coupures au 1/500 000 (Fort Laperrine et Tazrouk), mais il existe des esquisses de cartes au 1/200 000 dans les rapports des géologues du B.R.M.A. ou du B.R.G.M. cités à la bibliographie.

3) LES TABLEAUX :

Le lecteur sera sans doute surpris du petit nombre de tableaux dans le texte. Cependant un certain nombre de regroupements de résultats sont présentés sous forme de diagrammes ou de courbes plus parlants que des tableaux. D'autre part, dans une étude sur une aussi vaste région, je disposais généralement de trop peu d'analyses pour qu'elles aient une valeur statistique (pour les granites par exemple), ou d'analyses provenant de laboratoires trop différents pour que le résultat soit homogène. Un tableau récapitulatif avait été préparé sur les analyses d'argiles, mais l'interprétation des ces minéraux argileux est difficile hors d'un contexte, et la seule référence à une classification chronologique risquait de suggérer des systématisations hâtives. De même, pour éviter ce danger, le tableau sur les corrélations climatiques du Quaternaire saharien a été limité aux cas les plus évidents.

4) LES ANALYSES DE LABORATOIRE :

Les références des analyses ont une très grande importance, car certaines analyses impliquent l'utilisation de tel ou tel procédé suivant le laboratoire où elles ont été effectuées. Ainsi, même pour

les argiles étudiées par un procédé standard, les modes de préparation de la lamelle varient d'un laboratoire à l'autre. Certains utilisent le produit brut seulement centrifugé (C.R.P.G. de Nancy, Laboratoire de Minéralogie du Muséum, Service de la Carte géologique de l'Algérie, Institut Catholique de Paris), alors que d'autres laboratoires pratiquent l'extraction de l'argile en éliminant par exemple la matière organique éventuelle (Lab. Géol. Strasbourg, Inst. Géog. Paris, O.R.S.T.O.M. Bondy). Cependant sur ce point précis, M. MARCHAL (C.R.P.G. Nancy) a eu l'amabilité de tenter toutes les méthodes sur deux de mes échantillons (sol brun de l'In Zouzame et l'argile des alluvions prévolcaniques d'Afilale), et dans les deux cas les courbes se superposent presque exactement. Plus fondamentales sont les différences qui séparent *les méthodes d'analyses chimiques* utilisées dans les différents laboratoires :

— méthode classique par voie humide (fusion alcaline) effectuée au Laboratoire de Minéralogie du Muséum par M. PASTOUREAUD ;

— attaque au triacide, qui permet de laisser les quartz intacts et de distinguer la silice combinée (Lab. de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy) ;

— analyse au quantomètre (C.R.P.G. de Nancy) qui utilise seulement 250 mg de matière (après de longues préparations pour homogénéiser l'échantillon) et ne permet pas de distinguer Fe_{2+} de Fe_{3+}. Cette distinction a été faite ensuite par dosage du fer par voie humide. Toutes ces analyses ont été contrôlées par une seconde expérience [1].

Au contraire d'autres analyses ont été effectuées de façon très uniforme, par exemple pour l'étude des granulométries des sables et la morphométrie des galets, en suivant les méthodes préconisées par A. CAILLEUX et J. TRICART (1959, I).

Pour ces raisons, les références accompagnant les analyses dans le texte ont dû être séparées en deux groupes :

— *Les analyses effectuées dans un laboratoire* ayant une méthode d'analyse particulière et connue (par exemple la méthode d'analyse chimique au quantomètre du C.R.P.G.), ou bien nécessitant un travail d'équipe où les uns préparent et effectuent les courbes tandis que d'autres les interprètent (Lab. Géol. Strasbourg, Inst. Géog. Paris, Serv. Carte Géol. Algérie, Inst. Cathol. Paris). Dans ce cas la référence portée est une abréviation du nom du laboratoire.

— *Les analyses qui comportent la collaboration d'un seul spécialiste* et parfois une part d'interprétation personnelle (analyses de lames minces par exemple, morphoscopie). La référence indiquée est alors le nom et l'initiale du prénom de ce spécialiste.

Ces distinctions ont été adoptées uniquement pour permettre au lecteur de connaître la source exacte de ces analyses, mais ma reconnaissance est aussi grande envers ceux qui sont cités à travers leur « équipe » de laboratoire, que ceux qui ont été cités nommément.

L'utilisation de méthodes aussi différentes peut paraître choquante pour la rigueur scientifique, puisque les résultats ne sont pas tout à fait comparables. Mais, faute de véritable laboratoire pour la recherche géomorphologique, je n'avais pas le choix... On peut penser pourtant que les convergences constatées presque partout malgré la diversité des sources de renseignements ne font que confirmer la netteté des conclusions tirées de ces analyses.

1. « Les échantillons ont été inclus dans des séries d'analyses au quantomètre, bien que leur nature et leur composition les éloignent sensiblement de la gamme des roches pour lesquelles l'appareil a été étalonné. Dans ces conditions les résultats ne peuvent être que semi-quantitatifs. De l'avis des analystes, ils fournissent cependant une bonne approximation de la composition réelle. On notera en particulier que le total des oxydes s'écarte peu de 100 (97 à 104), ce qui tend à éliminer l'éventualité de fortes erreurs » (H. DE LA ROCHE, Sous-Directeur du C.R.P.G.).

PREMIÈRE PARTIE

PRÉSENTATION DE L'ATAKOR

CHAPITRE PREMIER

LA PLACE DE L'ATAKOR DANS LE HOGGAR

Le Hoggar, ou Ahaggar en tamahaq [1], est le nom historique du pays contrôlé par la Confédération des Touaregs Kel Ahaggar. Ce territoire correspond à peu près à une énorme « boutonnière » de socle, d'une superficie au moins égale à celle de la France et bien délimitée, surtout au Nord, à l'Est et au Sud, par les magnifiques reliefs de « côtes » de grès primaires de l'enceinte tassilienne. Au-delà, les plateaux des Tassili appartiennent à une famille de paysages extrêmement différents et ces formes tabulaires se poursuivent en s'abaissant progressivement vers les dépressions sédimentaires du « bas Sahara » au Nord (Ergs oriental et occidental) et, au Sud, vers les cuvettes du Niger et du Tchad.

Cette belle ordonnance, notée déjà par E.F. GAUTIER (1950, p. 16), s'observe uniquement sur des cartes à très petite échelle du Sahara tout entier. En effet, les altitudes n'augmentent que très insensiblement et, au cœur du « bombement », le Hoggar appartient encore, dans sa presque totalité, à ces « déserts de plaine » définis par J. DRESCH (1964, p. 155).

Les vastes plaines l'emportent très largement sur les « îlots rocheux » de toutes tailles, depuis des pitons isolés ou de petites coupoles granitiques jusqu'à des chaînes longues de plusieurs dizaines de kilomètres, comme la Tourha ou la Tefedest (fig. 1). Ces îlots rocheux ont un air de famille, malgré leurs grandes différences de taille : ils s'éparpillent comme des reliefs résiduels, liés à quelques roches plus dures épargnées par l'action, pourtant très longue, de l'érosion. Ce que l'on appelle la « chaîne » de la Tourha consiste, en effet, en une succession Nord-Sud de reliefs déjà très dissociés par la rencontre des têtes de vallée de versant opposé. Seuls quelques lambeaux d'aplanissement existent peut-être encore sur quelques sommets tabulaires, mais réduits à d'infimes surfaces. La Tefedest également manque à ce point de profondeur que les petits oueds n'ont guère pu y développer de véritables bassins versants. Leur cours « montagnard » se limite à quelques kilomètres, 20 à 30 au grand maximum (O. Mertoutek ou O. Takouf). Ils dévalent très vite les pentes granitiques, comme de simples torrents, avant d'aller se perdre dans les plaines périphériques. D'ailleurs, malgré ses altitudes de 2 000 à 2 300 mètres, cette étroite chaîne de la Tefedest ne présente pas de milieu biogéographique de montagne réellement original. Et ses oueds sont trop courts pour assurer, d'autre part, des conditions favorables à la vie sur ses bordures excepté le minuscule centre de culture de Mertoutek.

Pourtant, au centre du Hoggar, un ensemble de hauts plateaux allongés d'Est en Ouest surgit assez brutalement sur le même méridien que la Tefedest, avec, très vite, des altitudes de 2 200-2 300 mètres. Puis il s'abaisse insensiblement vers l'Est, atteignant encore 1 800-1 900 mètres aux environs de Tazrouk et disparaît graduellement vers la gouttière du Tafassasset et la bordure tassilienne. Axé plus exactement O.SO-E.NE, il interrompt, vers le Sud, la belle ordonnance des reliefs Nord-Sud parallèles qui caractérise le Nord du Hoggar. Ce bourrelet de hautes terres ne

1. Doit-on dire *Ahaggar* ou *Hoggar ?* La question est très controversée : doit-on employer la langue berbère des habitants comme l'ont fait la plupart des chercheurs à la suite de J. BOURCART, H. BÜTLER ou R. PERRET (M. LELUBRE, R. CAPOT-REY, J. DUBIEF ou H.J. HUGOT) ou bien la déformation arabe, c'est-à-dire la langue de l'État dans lequel est compris le massif (C. KILIAN, R. MAIRE, C. ARAMBOURG, J. BUDEL). Certains auteurs, comme P. BORDET ou moi-même, avons utilisé l'un ou l'autre tant il est difficile de trancher. Pour l'homogénéité de ce livre, il fallait pourtant choisir et je pense préférable d'utiliser la langue arabe, le terme *Hoggar* étant d'ailleurs répandu internationalement et le seul connu des non-initiés. Je crois par contre impossible de restreindre ce terme au seul massif de l'*Atakor* comme l'a fait P. QUEZEL par exemple, suivant d'ailleurs une définition du dictionnaire du Père DE FOUCAULD. Pour la toponymie, j'ai essayé de garder les noms des cartes I.G.N. sauf lorsqu'ils sont trop erronés. Pour adopter des termes nouveaux la transcription est toujours délicate ; de plus le même nom est souvent valable pour deux ou trois sommets, alors qu'ailleurs, il peut exister à la fois un nom donné par les Dag Rali et un autre par les Kel Rela...

porte pas de nom d'ensemble dans la toponymie touarègue, sans doute parce qu'il est partagé entre diverses tribus : les Dag Rali, les Adjoun Télé, les Issakamarène et les Aït Lohen, de l'Ouest vers l'Est. Il est pourtant bien délimité de tous les côtés par des bordures nettes :

— *Au Nord,* par une brusque dénivellation de 1 800 mètres à 1 200 mètres vers l'Amadror ;

— *A l'Ouest* par une descente plus progressive dans la région que les Touaregs appellent l'Arechoum qui s'étend d'Idelès à In Amguel et Tit ;

— *Vers le Sud-Ouest,* par des pentes accidentées de talus ou de massifs annexes, en arrière de Tamanrasset ou de Tahifet ;

— *Enfin par des pentes très escarpées au Sud et au Sud-Est* où les hautes surfaces du Seddereg par exemple (1 900 mètres) se terminent brutalement au-dessus du vaste réseau des affluents de l'O. Tin Tarabine (la courbe de 1 400 m passe ici à moins de 8 km parfois de celle de 1 900 m).

Ces limites définissent une sorte de grand quadrilatère, large de 60 à plus de 80 km du Nord au Sud (même 100 km sur le méridien d'Idelès) et s'allongeant sur environ 180 km de l'Ouest (Tit) à l'Est (Serkout). Ce massif montagneux diffère profondément des îlots ou des chaînes espacées sur le reste du Hoggar :

1) Par le développement de bassins-versants nettement plus vastes que ceux de la Tefedest. On pourrait parler ici de véritables vallées de « rivières » asséchées par opposition aux simples « torrents » de la Tefedest. Dans ce massif, prennent naissance tous les grands organismes hydrographiques du Hoggar : les Oueds Igharghar du Nord et du Sud, les O. Tamanrasset et Tekouiat à l'Ouest, l'O. Tin Tarabine au SE et même, très partiellement, l'O. Tafassasset à l'Est. Sur la carte hors texte dressée par J. Dubief (1953) pour les « bassins du Nord de l'Afrique », l'Atakor, extrémité occidentale de ce massif, apparaît même comme le centre de dispersion de très grands organismes dont la reconstitution est plus hypothétique et qui devaient, au Nord, atteindre le bassin du chott Melrhir, à l'Ouest le Tanezrouft, au Sud le Niger et au SE le Tchad.

2) Par la grande diversité des formes topographiques, liée elle-même à une grande variété d'affleurements rocheux. On ne peut donc pas parler ici d'un îlot résiduel de roche dure, comme pour les autres reliefs du Hoggar. La diversité des paysages oppose même très nettement les parties occidentale et orientale du bourrelet, de part et d'autre d'une ligne passant à peu près par son milieu, dans la région de Tazrouk où l'entaille des O. Tazoulet et Sersouf (affluents de l'O. Tin Tarabine) crée d'ailleurs presque une coupure topographique :

A l'Est, s'étendent les hautes surfaces de roches presque essentiellement cristallines, terrains de parcours des Aït Lohen ;

A l'Ouest, les paysages de grands plateaux volcaniques prédominent. C'est cette moitié occidentale du grand bourrelet, plus tourmentée et plus élevée, qui s'appelle l'Atakor. Les entablements volcaniques donnent une rigidité plus grande aux lignes horizontales des sommets et renforcent les altitudes. Tous les sommets atteignant 2 500 à 2 900 mètres sont des reliefs postiches. Le Tahat, point culminant avec ses 2.918 mètres selon la carte I.G.N. au 1/200 000, est un gros éperon de phonolite. Il est un peu moins élevé que l'Emi Koussi (3 415 mètres), sommet du Tibesti qui est l'autre grand massif volcanique du Sahara central. « Le Koussi dépasse le sommet de l'Ahaggar de 400 mètres — [en fait 500] — mais ce point culminant est tout à fait excentrique : le Tibesti est moins bien équilibré que le massif touareg qui présente un dôme central, l'Atakor ou Koudia [1], autour duquel s'articulent les reliefs secondaires » (M. Dalloni, 1934, t. 1, p. 42). Cette forme équilibrée si originale oppose d'ailleurs l'Atakor au reste du bourrelet. A l'Est, en effet, le drainage du bourrelet est entièrement tourné vers le Sud, annexé par l'O. Tin Tarabine avec une étonnante dissymétrie hydrographique. Dans l'Atakor oriental, cette dissymétrie s'inverse au profit du versant Nord (O. Igharghar), mais elle est bien moins absolue. Puis l'influence des deux drainages s'équilibre pour donner une ligne de faîte Est-Ouest, à égale distance (55-60 km) des bordures Nord et Sud. Observé de loin, l'Atakor apparaît comme une vaste coupole dont les pentes montent régulièrement et symétriquement vers une ligne de faîte presque confondue avec la ligne de partage des eaux. Aussi, tandis que le bourrelet oriental est le domaine presque « exclusif » de l'O. Tin Tarabine, l'Atakor au contraire envoie ses eaux dans toutes les

1. Ces deux termes, à notre avis, ne sont pas synonymes et nous ne les emploierons pas comme tels. *L'Atakor,* pour les Touaregs, représente les paysages volcaniques à partir de 1 800 mètres environ, avec apparition d'un type particulier de pâturages. Nous emploierons donc ce terme pour désigner le massif volcanique proprement dit, opposé à ses bordures (Abada). *La Koudia,* terme moins employé, désigne les sommets en arabe et nous paraît avoir un sens plus restrictif que nous réserverons aux reliefs très particuliers de la haute montagne au voisinage de la ligne de crête à plus de 2 200 mètres environ.

directions. C'est lui qui est le véritable centre de dispersion des eaux du Hoggar, pour une double raison : il rassemble en effet les plus hauts sommets du Hoggar, pratiquement au centre géométrique de l'immense cercle de 1 000 km de diamètre environ, que forme la « boutonnière ». Seul l'O. Tafassasset, le plus dégradé de ces organismes hydrologiques, ne reçoit pas d'eaux de l'Atakor. Encore aujourd'hui les rares crues qui parcourent ces immenses vallées ont généralement leur origine dans l'Atakor. D'ailleurs, « atakor » est un nom commun tamahaq que l'on traduit tantôt par le sommet, le crâne, tantôt par le sens plus imagé de « nœud de la ceinture d'où partent les brins de cuir ». C'est bien l'image de ce réseau hydrographique rayonnant à partir du point culminant situé en plein centre de l'immense plate-forme. Cette disposition fait penser aussitôt à un vaste relief résiduel, avec des vestiges d'anciennes topographies, conservé au point de divergence de l'hydrographie. Telle est précisément la première hypothèse qui vient à l'esprit quand on cherche à définir l'ensemble du massif.

I. — L'ATAKOR : UN IMPORTANT RELIEF RÉSIDUEL AU CENTRE DU HOGGAR ?

Cette disproportion que nous avons remarquée dès le début entre le gros bourrelet central et tous les autres reliefs du Hoggar paraît s'expliquer aisément de cette façon. Les autres reliefs seraient des îlots de roche résistante respectés par l'érosion venue de la périphérie et isolés au milieu de très vastes plaines, tandis que le bourrelet central représenterait la partie de l'ancien volume montagneux respectée au centre du Hoggar.

A. — TOUS LES RELIEFS EXTÉRIEURS AU BOURRELET PARAISSENT RÉPONDRE A LA DÉFINITION D'INSELBERGS DE DURETÉ

LA TEFEDEST EST CERTAINEMENT LE PLUS IMPORTANT DE CES « ILOTS ROCHEUX ». Elle s'allonge du Nord au Sud sur 125 km avec une largeur qui peut atteindre 35 km. Les dénivellations sont extrêmement brutales puisque les altitudes, à l'Ouest comme à l'Est, s'abaissent de 1 400 mètres environ sur une distance de 6 km par endroits. L'Atakor, au contraire, s'allonge de l'O.SO à l'E.NE sur environ 100 km, avec une largeur dans le sens Nord-Sud d'environ 50 à plus de 80 km. Si les surfaces comprises au-dessus de 1 500 mètres sont sensiblement les mêmes pour la Tefedest et l'Atakor (4 500 km² pour la Tefedest contre 5 000 pour l'Atakor), la Tefedest n'a plus que 1 400 km² entre 1 500 et 2 000 mètres et 50 km² à plus de 2 000 mètres alors que, dans l'Atakor, la surface des zones supérieures à 2 000 mètres est encore de 1 800 km². La chaîne de la Tefedest se calque de façon extrêmement précise sur l'affleurement d'une grande amande granitique allongée elle-même Nord-Sud, comme les plissements anté-cambriens, et entourée d'assez larges auréoles métamorphiques. Or, lorsque l'on compare la carte topographique I.G.N. In Ekker 1/200 000 avec la carte géologique du B.R.G.M., il est extrêmement frappant de voir à quel point les reliefs se calquent sur les affleurements du granite alors que les migmatites sont aplanies.

M. Lelubre le remarque déja pour l'énorme masse de l'Oudane (Garet el Djenoun 2 327 m) où les dénivellations dépassent les 1 500 mètres : « les limites du granite correspondent à peu près exactement à celles du massif montagneux » (1952 a, t. 1, p. 163) alors que « les gneiss migmatiques constituent les régions aplanies avoisinantes ».

A l'Ouest, la bordure décrit un grand golfe (au niveau des O. Rkertouine et Takoufi) qui correspond jusque dans les moindres détails au contact entre granite et migmatites au point que de petits pointements granitiques isolés au milieu des migmatites (Isektin Tederti et Isek n'Tezalaït) atteignent et dépassent 1 500 mètres alors que les migmatites sont aplanies à 1 150 mètres. De même au NO, dans le massif d'Idjioualène formé sur un affleurement (1 400-1 500 m) de granite isolé, un bel évidement en forme de cirque aux sources de l'O. Idjioualène correspond exactement à l'affleurement des migmatites et des amphibolites. Et les massifs isolés du Tidikmar plus au Nord ou de l'Imidrar sont des affleurements de granite en relief alors qu'ils sont bien en avant de la chaîne. Et ces exemples pourraient être multipliés.

A l'Est ce contact est encore plus brutal et l'on voit bien cette action très énergique de l'érosion différentielle jusque dans les moindres détails dans le chaînon isolé de l'Aheggar (plus de

2 200 m) en NE : c'est une crête de mylonites, mise en relief à cause de son extrême dureté et totalement isolée.

Enfin au Sud, cette érosion sélective a agi de façon systématique : comme on peut le voir sur la carte en couleurs de l'Atakor septentrional (carte hors texte), toutes les plaines correspondent aux affleurements de migmatites (O. Iguelougal, O. Mertoutek ou Dehine) d'où émergent de lourdes crêtes de granite : le Bréri au centre (2 086 m), l'Iniag à l'Est ou l'In Teferkit à l'Ouest, tandis que des vallées assez étroites remontent les grandes lignes de broyage du granite vers le Nord.

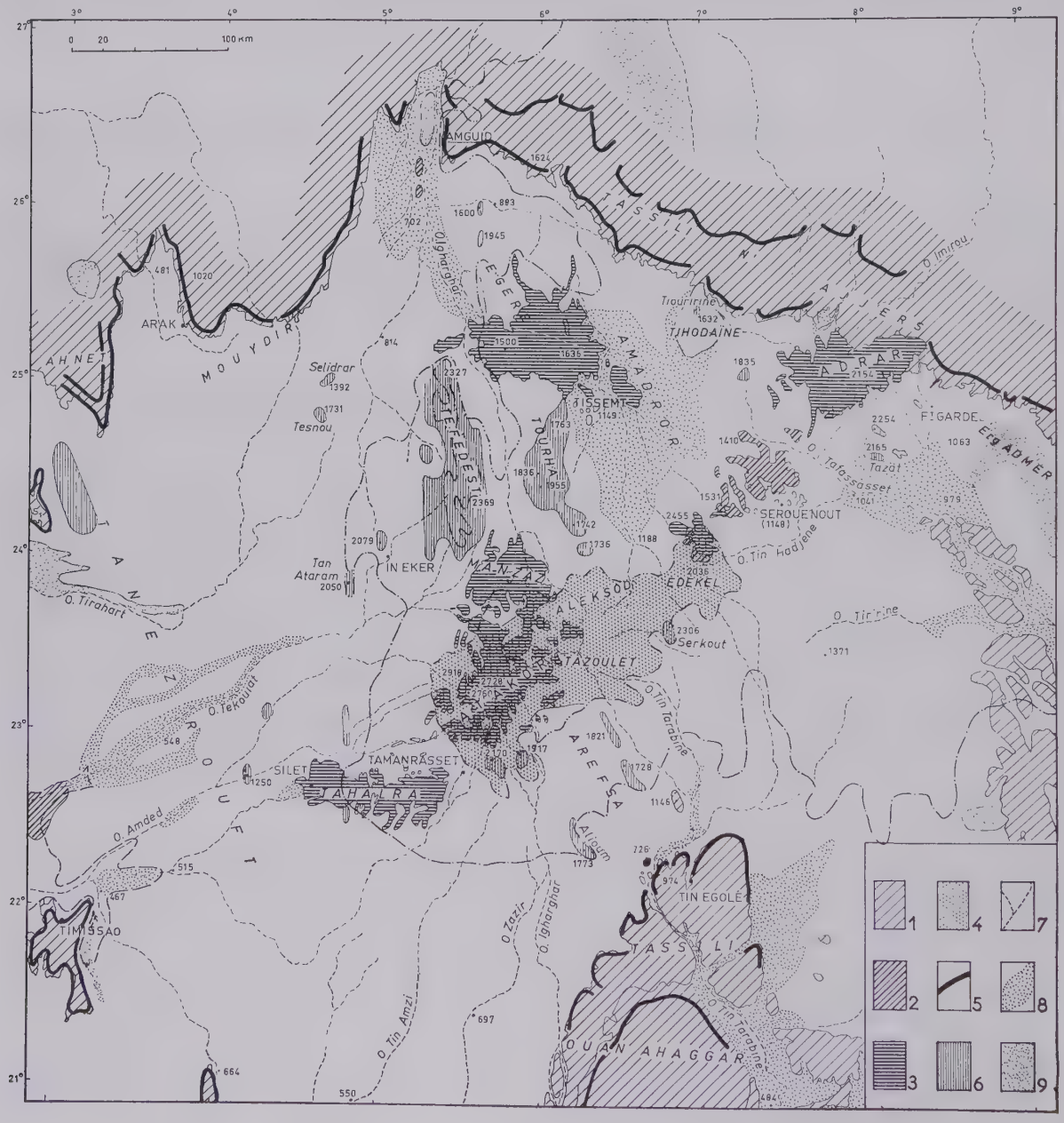


Fig. 1. — Carte d'ensemble du bouclier du Hoggar : 1 - plateau de grès primaires ; 2 - Continental intercalaire de Serouenout et Crétacé marin d'Amguid ; 3 - volcanisme tertiaire et quaternaire ; 4 - bourrelet topographique du centre du Hoggar ; 5 - talus de cuesta ; 6 - principaux inselbergs ; 7 - principaux oueds ; 8 - épandages alluviaux ; 9 - erg. La courbe de niveau de 700 mètres est représentée par des tirets, celle de 1 000 mètres par des alternances de tirets et de points, celle de 1 500 mètres par la succession d'un tiret et de deux points.

Toutes ces observations montrent à quel point la Tefedest paraît être un « monadnock » résiduel où le granite apparaît comme une roche résistante par rapport aux migmatites ou aux gneiss environnants. Ce granite aurait simplement retardé d'ailleurs l'action de l'érosion car il finit également par être aplani, comme au NE d'In Amguel, « pays aplani hérissé de gours pointus » (M. Lelubre, 1952 a I, p. 163.)

Dans l'Atakor occidental, un affleurement de granite orienté également Nord Sud s'allonge sur une soixantaine de kilomètres dans le prolongement de la Tefedest [1]. Ce granite que nous appellerons d'Ifrak-Taessa se trouve incorporé dans le grand bourrelet, jusqu'à son extrémité occidentale et perpendiculairement à l'axe de celui-ci. Or, la mise en valeur topographique de ce granite paraît commencer à peine et il est encore entouré de toutes parts par des schistes et des migmatites. Il est extrêmement troublant, d'autre part, de constater que les altitudes des sommets situés à 2 300-2 400 mètres dans la Taessa concordent très exactement avec celles des points culminants de la Tefedest. On a l'impression que la grande chaîne de la Tefedest découle, par érosion différentielle, d'une même grande coupole du socle aplani dont l'Atakor serait un témoin conservé.

ON CONSTATE EXACTEMENT LA MÊME CHOSE POUR LA CHAINE DE LA TOURHA, chaîne Nord-Sud, large de 20 à 25 km. Elle est calquée, elle aussi, sur des directions structurales de même orientation, mais dues ici à des gneiss profonds, très riches en affleurements d'amphibolites. Cette chaîne se morcelle vers l'Ouest en petits chaînons et, vers l'Est, « en montagnes isolées par de très larges couloirs aplanis et couverts de reg » (M. Lelubre, 1952 a I, p. 99). Cette remontée de l'érosion a individualisé, dans la partie centrale, plusieurs sommets qui conservent leurs surfaces tabulaires, « disséqués en gour rappelant souvent ceux des Tassilis » (idem). Or, ces quelques lambeaux de hautes surfaces se situent vers 1 800 mètres, c'est-à-dire à peu près la même altitude que dans le bourrelet. En effet, dans l'Aleksod, puis dans la Tazoulet, à l'Est de l'Atakor, les mêmes séries de gneiss et amphibolites se prolongent, mais elles sont parfaitement aplanies comme toutes les autres roches de la surface sommitale du bourrelet vers 1 800-1 900 mètres.

DE TRÈS NOMBREUX ILOTS ROCHEUX, A LA BORDURE NORD OU SUD-EST, SONT FORMÉS ESSENTIELLEMENT DE QUARTZITES, roche résistante par excellence des inselbergs de dureté.

1) Au Nord, la Tourha est relayée par une chaine ou plutot plusieurs chaînons parallèles, plus ou moins NS qui arrivent jusqu'à la bordure tassilienne : ces reliefs sont des plis à bancs importants de quartzites. La plus importante de ces crêtes, l'Ad Timbelrène, orienté NNO-SSE, dépasse encore les 1 500 mètres. Ces crêtes surgissent du reg, avec leur cortège d'énormes glacis étagés que l'on retrouve le long de tous les inselbergs de quartzites : un glacis très ancien, très noir et très cimenté donne des collines tabulaires à corniches nettes, puis un glacis foncé, inactuel, s'étend beaucoup plus largement, avec encore des traces d'un réseau de rigoles anastomosées à la surface du « pavage » de gros blocs, enfin vient un glacis peu net, gris qui est souvent encore subactuel (NG 32-VII 247). Ces glacis s'avancent parfois à 4-5 km du pied de l'inselberg, à la surface de gneiss parfaitement aplanis. Ces observations montrent la très grande ancienneté du dégagement de ces crêtes de quartzites qui subsistent seules dans la topographie : Ad Tameskasent, Tazzaït, Tirzekkouline, Téhé n'Temellaline, etc. Autour du Dj. Izzilatene (NG 32-VII 371-372) ces grands glacis se raccordent à des éboulis en fer à repasser, au pied de grands versants concaves.

2) Or tous les reliefs de la bordure tassilienne sont dus a la présence de quartzites :

— *A l'extrême Ouest, à la bordure NO du Tanezrouft*, se dresse l'énorme crête NNO-SSE de l'Ad. Ahnet où les quartzites atteignent des puissances de plusieurs centaines de mètres.

— *Vers l'Est, le Tiouririne* qui se dresse au milieu de l'Erg Tihodaïne est aussi un inselberg de quartzites plus petit s'élevant au-dessus de plaines de migmatites ou de granites migmatiques dont la plus belle est l'Afara.

— *Plus à l'Est encore, l'énorme masse du Tazat* (2 165 m) est un massif quartzitique avec sa ceinture de grands glacis étagés, couverts de blocs de quartzites patinés.

1. Dans le Suggarien, en plus des séries très métamorphisées de l'Arechoum et des séries moins « profondes » de l'Egéré, se situe une grande « zone granitisée centrale » qui correspond aux granites d'Anfeg, de l'Atakor et de la Tefedest (B. Guérangé, C. Reboul et R. Byramgee, 1956-57).

3) Au Sud Est également (cf feuille Azrou n'Fad 1/200 000 I.G.N.), à 40-50 km au SE de Tahifet, de longues crêtes aiguës de quartzites rendent la région difficilement pénétrable :

— *Une longue crête anticlinale* déversée vers l'Ouest, l'Ilamane Oulénène encore presque rattachée au bourrelet, s'élève à 1 700-1 826 m au-dessus de plaines à 1 200 mètres d'altitude ;

— *Puis l'Azrou n'Fad* (1 400-1 728 m), grande ellipse de 26 km de longueur, allongée NO-SE, est un anticlinal complexe de quartzites très épais ou alternant avec des cipolins ;

— *Parallèlement le gros anticlinal de l'Alioum* est nettement déversé vers le SO. Les bancs de quartzites de la voûte, subhorizontaux s'élèvent à 1 552-1 773 m en dessus de plaines à 1 060-1 100 mètres, taillées dans des migmatites en position synclinale sur une vingtaine de kilomètres sur la ligne de partage des eaux entre les O. Igharghar Sud et Tin Tarabine.

Ces crêtes présentent des altitudes décroissantes depuis le bourrelet central vers le Sud, c'est-à-dire la bordure tassilienne comme, au Nord, la chaîne de la Tourha (1 800 mètres) s'abaissait vers l'Égéré (1 500 mètres) puis le Tassili.

4) Or dans le grand bourrelet central, les affleurements de quartzites existent également, en particulier au Nord de l'Aleksod (NE de l'Atakor) où ils donnent de grandes falaises dans les entailles de reprise d'érosion. Mais sur la surface sommitale du bourrelet, vers 1 800-1 900 mètres, ils sont réduits à de très légères ondulations (Cf carte hors texte en couleurs).

DANS LE HOGGAR OCCIDENTAL OU MÉRIDIONAL, LES ILOTS ROCHEUX SONT ENCORE BIEN PLUS RARES ET DE PETITE TAILLE. Ils surgissent au-dessus d'immenses plaines monotones :

1) La plupart sont dus a des affleurements de granites intrusifs, les « Taourirt » que M. Lelubre rattachait au Précambrien et que les datations d'âge absolu paraissent « rajeunir » au Primaire. Le plus beau est certainement le groupe du Tesnou, formé d'une coalescence de granites intrusifs successifs donnant de très belles coupoles, déjà décrites par R. Perret (1953). Mais au Sud du Tesnou, bien d'autres granites du même type s'égrènent selon un axe Nord-Sud : Sélidrar tout au Nord, el Bema, Ad. Tihaliouine, Ad. Tegorak, etc., qui sont les plus beaux « reliefs en îles » du Hoggar. Le plus beau d'entre eux est le Tan Afella qui dresse sa gigantesque coupole parfaitement dégagée, à plus de 1 000 mètres au-dessus des regs environnants très aplanis. Vers le Sud, ces belles formes granitiques deviennent très rares et manquent d'ampleur. L'Ad. Renaissance à l'Ouest de Laouni, s'élève à une centaine de mètres tout au plus au-dessus d'immenses plaines qui nivèlent aussi bien les granites (de Timgaouine, Tin Rerho et In Ebbegui) que les schistes cristallins.

2) Or, alors que partout dans le Hoggar, les granites intrusifs sont parfaitement mis en valeur, dans l'Atakor ou existent deux de ces massifs circonscrits (In Tounine et Aheleheg), ces massifs restent encore rattachés au bourrelet dont ils conservent les altitudes (1 900-2 000 mètres) et ne sont qu'imparfaitement dégagés.

B. — L'ORIGINALITÉ DU BOURRELET CENTRAL

Tous les autres reliefs paraissent en effet être des « inselbergs de dureté », parfaitement mis en valeur par l'érosion différentielle et conservant, avec des altitudes décroissantes vers les bordures, quelques repères d'un très vaste bombement dont la clé de voûte se situerait approximativement vers l'Atakor. Le bourrelet, par chance, incorpore des affleurements d'une extrême variété où nous retrouvons une grande amande de granite assez analogue à la Tefedest, des gneiss à amphibolites proches de ceux de la Tourha, des quartzites et même deux petits massifs de granite intrusif. Or dans le bourrelet, ces roches résistantes voisinent avec bien d'autres schistes cristallins, des granites différents, ou même des roches mylonitisées. L'érosion aurait pu, semble-t-il, attaquer ces dernières et dégager les noyaux de roches dures en îlots rocheux, comme dans le reste du Hoggar. Le bourrelet apparaîtrait donc comme un énorme inselberg de position, sur la ligne de partage des eaux d'un réseau divergeant à partir de sa ligne de crête et s'opposerait ainsi à tous les autres reliefs du Hoggar qui seraient des inselbergs de dureté.

Il faut cependant remarquer que ce bourrelet reste limité a la moitié orientale du Hoggar. En effet, s'élevant lentement depuis l'Est jusqu'à l'Atakor où il dépasse nettement les 2 000 mètres, il est brutalement tranché par une dénivellation N.S. et disparaît totalement. A l'Ouest

s'étendent les plaines monotones du Tanezrouft, presque dépourvues de tout relief, excepté les inselbergs de rhyolites-dacites de Tirek au Sud et Ihouhaouène au Nord (à In Temerouelt, ces roches ne donnent même que de petites collines) ou les charnockites au NO. Sur des dizaines ou parfois des centaines de kilomètres, des regs recouvrent des séries à gneiss, amphibolites et même quartzites. On a l'impression d'une évolution encore plus poussée que partout ailleurs. Comme le socle raboté apparaît presque partout sous le reg, cette planitude ne peut s'expliquer par le fameux « ennoyage désertique ». Les paysages de ce Hoggar occidental s'apparentent moins au reste du Hoggar qu'à la plateforme des Eglab Yetti, restée remarquablement stable depuis l'époque précambrienne avec des altitudes de l'ordre de 3 à 400 m (J. Dresch, 1961). D'ailleurs des transgressions primaires, puis secondaires qui ont recouvert cette plate-forme du Tanezrouft à l'Ouest se sont avancées sur un relief pratiquement aussi évolué que l'actuel alors que, dans l'Est, les grès de Serouenout (époque secondaire) se situent en contrebas de l'enceinte tassilienne et du bourrelet central.

Or entre ce Hoggar occidental d'une part et le Hoggar oriental, où les reliefs montagneux sont plus rapprochés et dominés par le grand bourrelet d'autre part, passe l'accident le plus important de tout le Hoggar et peut-être même de tout le Sahara. C'est la grande fracture NS de 4°50 de longitude Est, visible sur plus de 600 km. Elle sépare par une coïncidence assez étonnante, à la fois deux cycles orogéniques et deux types de sédimentation précambriennes si remarquablement mis en évidence par M. Lelubre (1952a et 1961) :

a) *A l'Est, le Suggarien appartient au cycle le plus ancien* (Antécambrien I) dont toutes les formations sont très fortement métamorphisées, sauf dans la partie supérieure où l'on constate le passage à la mésozone. L'ensemble de ces schistes métamorphiques a été intensément plissé, les plissements étant dans l'ensemble ,postérieurs au métamorphisme général. Lors de ces plissements et postérieurement, ces roches ont été fréquemment remplacées par des granites ou des migmatites associées à ceux-ci. La formation des granites s'est poursuivie d'ailleurs durant le second cycle et même plus tardivement puisque les granites « discordants » de type Taourirt dateraient, d'après les mesures géochronologiques, d'environ 500 millions d'années seulement.

b) *A l'Ouest, le Pharusien (Antécambrien II) caractérisé par un empilement d'arkoses, de grès, de conglomérats, puis de pélites, quartzites et calcaires,* mélés à d'épaisses séries volcaniques. Ces séries ont également été métamorphisées, mais avec une intensité moindre (méso- et épizone) avant d'être plissées par le serrage et les déplacements des blocs rigides limitant les fossés, suivant un style assez différent du style isoclinal ou jurassien du Suggarien. Les migmatites et les granites d'époques différentes affleurent largement aussi dans le Pharusien.

Or l'Atakor se situe sur le môle suggarien, tout près de ce contact avec le Pharusien, qui paraît séparer deux ensembles dont l'évolution morphologique a été différente. Pour expliquer une telle opposition on peut invoquer la différence des roches mais cette cause paraît insuffisante et il faut sans doute aussi faire intervenir un rejeu de ce grand accident Nord-Sud avec soulèvement à l'Est d'un bloc probablement basculé. Il y aurait donc ici une première correction à l'idée d'un simple bombement avec ensuite évolution d'un bloc stable par érosion différentielle : l'Ouest et l'Est du Hoggar ont évolué de façon très différente, sans doute par suite d'une cause tectonique ancienne.

Cette hypothèse d'une évolution très longue de la coupole du Hoggar par simple érosion différentielle rencontre un certain nombre d'objections. En effet si l'hypothèse paraît si séduisante quand on se place à l'échelle du bouclier tout entier, elle semble moins valable lorsque l'on considère l'Atakor plus précisément. Ce massif ne se présente pas comme un relief résiduel, mais avec deux caractères de « jeunesse » :

1) *Le volcanisme :* En plus de roches du socle extrêmement variées, l'Atakor rassemble pratiquement tous les types de volcanisme connus au Hoggar, qui s'échelonnent sans doute depuis le début du Tertiaire jusqu'à un passé extrêmement récent (quelques millénaires tout au plus).

2) *Ses nombreuses vallées profondément incisées forment un réseau dense à allure rayonnante, comme sur les pentes d'un énorme Cantal* de 100 km de diamètre. Ces vallées ne paraissent guère avoir souffert des obstructions successives par les coulées volcaniques. Un tel développement est tout à fait exceptionnel au Hoggar et même à l'échelle du Sahara tout entier. On ne trouve l'équivalent que dans la « Chebka » du Mzab, qui s'inscrit dans un plateau de 100 mètres d'altitude relative tout au plus ou dans les « canyons » du Tassili, plus profonds mais nettement moins denses que le réseau hydrographique de l'Atakor. Même l'Adrar des Iforas, pourtant plus arrosé, n'a pas un tel réseau, mais des vallées peu enfoncées et démesurément élargies, séparées par des cols si effacés qu'on les franchit en voiture.

Cette ampleur de la dissection, associée à la continuité des manifestations volcaniques, fait penser plutôt à une origine, au moins en partie, tectonique pour le massif de l'Atakor.

II. — L'ATAKOR: UN RELIEF « JEUNE » D'ORIGINE TECTONIQUE ?

A. — L'ATAKOR A CONNU UNE SUCCESSION DE MANIFESTATIONS VOLCANIQUES

Il se distingue du reste du grand bourrelet par l'apparition de phénomènes volcaniques à l'approche du grand accident N.S. qui le tranche brutalement. Ce volcanisme rassemble ici les diverses formes du volcanisme qui apparaissent isolément ailleurs au Hoggar :

Dans l'Atakor, la surface sommitale du bourrelet est recouverte par des empilements de basaltes horizontaux sur des épaisseurs qui atteignent quelques dizaines de mètres et parfois 200 à 250 mètres. Ce sont de véritables « trapps » de même importance et de même allure que ceux que J.-M. Rémy a décrits au Sud de l'Amadror où les premières éruptions paraissent remonter à l'extrême fin du Crétacé ou au début de l'Eocène.

Puis des laves nettement plus visqueuses sont montées postérieurement aux premiers basaltes comme P. Bordet l'a montré dès 1952. Elles constituent la grande originalité de ce volcanisme par leur structure extrusive rarement réalisée dans le monde avec une telle « constance, abondance et variété » (p. 56). P. Bordet en a recensé plus de 300 sur une superficie de 20 à 40 km et il en résulte cette topographie si célèbre de pitons aux formes étranges qui ne se retrouve pas ailleurs au Hoggar :

— *Quelques aiguilles isolées* se dressent de loin en loin plus à l'Est sur le bourrelet cristallin au-delà de Tazrouk.

— *Des appareils plus massifs* émergent du reg au SE de l'Amadror, mais en nombre très restreint et associés à des formes pluto-volcaniques inconnues dans l'Atakor.

— *Au SO de l'Atakor, les points culminants de la Tahalra* sont dus à quelques pitons hardis de trachyte quartzifère, d'altitude faible : les Ibouhatène, Banagras, Isek et Dendena (1 500 m.).

Un volcanisme tardif, d'age Quaternaire moyen a récent est à l'origine de la plupart des champs de laves actuels du Hoggar. Certaines légendes locales où il est question de jets de pierres brûlantes, de pitons volcaniques fendus ou remplacés par des trous font penser que les hommes ont assisté, assez récemment, à des manifestations volcaniques. Essentiellement basaltique, ce volcanisme comporte de petits cônes de projections et des coulées de lave très fluide s'écoulant dans les vallées ou s'étalant à la surface des plateaux. Ce volcanisme tout récent se localise dans l'Atakor sur le flanc Nord où il a temporairement obstrué presque toutes les vallées. Il rejoint même les vastes cheires subactuelles du Manzaz qui apparaît comme une « annexe » de l'Atakor. On retrouve ce volcanisme :

1) *dans la Tahalra* qui flanque l'Atakor au SO et étend ses champs de laves d'Amsel à l'Est, à Silet à l'Ouest et d'Abalessa au Nord à la montagne granitique d'Inikeren au Sud ;

2) *plus au Nord, entre la Tourha et l'Egéré, s'étend un massif volcanique récent, l'Egéré Settefen,* avec de grandes surfaces occupées par des cheires rocailleuses et très monotones. L'hydrographie y a été en grande partie désorganisée, faute de pentes semblables à celles de l'Atakor. Dans l'Egéré Settefen, en effet, ces coulées se sont épanchées sur une surface de plaine. Des cônes de scories avec des « barrancos » d'une extrême fraîcheur, parsèment des étendues de laves. Mais l'originalité de ce volcanisme provient de l'existence moins de formes construites, comme dans le Manzaz ou la Tahalra, que de grands cratères d'explosion, du type caldeira, dont certaines atteignent 1 à 1,5 km de diamètre (photos aériennes NG 32-VII 125-126). On en compte une dizaine et leurs bordures ne paraissent pas ensablées (salines de Tissemt) tant le phénomène doit être récent. Ces caldeiras se situent surtout au centre et au Nord, tandis que les cônes de projections se trouvent à l'Ouest, au Nord et à l'Est. Ces cratères d'explosion sont plus développés ici que dans l'Atakor où l'on peut en citer cinq ou six, nettement plus petits et presque tous situés dans le Manzaz. Ainsi l'Ouksem au NE d'Idelès mesure 600 × 400 mètres avec 150 mètres de profondeur. On en compte quatre à l'Ouest de la Tahalra dont le Teguit n'Eheri, à 30 km au Nord de Silet qui mesure 1 km de diamètre et 100 mètres de profondeur. Tous ces cratères cependant ne peuvent pas rivaliser avec les caldeiras géantes du Tibesti, comme le Pré Toussidé avec ses 13 km de diamètre et ses 300 m de profondeur.

3) *A l'Est-Nord-Est, chevauchant la bordure tassilienne, l'Adrar* s'élève à plus de 2 000 mètres avec des pentes très fortes et un réseau de vallées rayonnantes qui rappellent, en plus simple, l'hydrographie de l'Atakor, sans atteindre l'ampleur de ces vallées qui demeurent l'autre originalité de l'Atakor [1].

B. — L'ATAKOR EST ENTAILLÉ PAR UN RÉSEAU DE VALLÉES BIEN MARQUÉES ET TRÈS DENSES

Les crues parcourent ces vallées sur 50 à plus de 80 kilomètres avant de déboucher dans « l'Abada », c'est-à-dire les régions basses du pourtour où les vallées s'estompent avec des tracés moins impérativement liés aux pentes du bourrelet : le dynamisme et la persistance de cette érosion linéaire s'expliquent en grande partie :

— *par l'imperméabilité des roches et les pentes fortes* qui favorisent le ruissellement par rapport à l'infiltration et opposent cette région de socle au Sahara sédimentaire. Vers l'aval cependant, l'augmentation des alluvions sableuses soustrait progressivement une partie du débit des crues.

— *par l'ampleur du volume montagneux qui augmente l'importance des bassins versants en montagne par rapport au reste du Hoggar.* Dans ces vallées bien incisées, l'écoulement échappe à cette « maladie des oueds » qui, en climat aride, se divisent et s'anastomosent, cette désorganisation renforçant d'ailleurs l'action du dessèchement du climat (E.-F. Gautier, 1950).

Malgré l'allure rayonnante du réseau, il n'y a pas une répartition égale des bassins versants entre les différents organismes hydrographiques sahariens. Les « versants de ruissellement » mesurés par le Service de l'Hydraulique présentent des différences de superficie étonnantes. Les bassins versants de ces oueds dans l'Atakor ne sont pas du tout fonction de l'importance réelle de chacun d'eux.

a) 10 % *seulement des versants de ruissellement sont en liaison avec l'O. Idelès,* qui au Nord devient l'O. Igharghar et qui, à certaines époques, a pu transporter des cailloux de scories volcaniques roulés jusqu'au grand Erg oriental, comme l'observait déjà la mission Foureau.

b) 50 % *de la superficie est drainée vers l'Ouest à travers de nombreuses « cluses »* dans les petites crêtes de schistes cristallins NS, puis par concentration des oueds à la traversée de la chaîne Nord-Sud et plus élevée des monts Abalessa-Tidebdebine (O. Tekouiat au Nord et Amded au Sud). Malgré ces divers obstacles, ce niveau de base du Tanezrouft a attiré vers lui les petits torrents à pente très forte du flanc Ouest très accidenté, ainsi qu'une grande partie des eaux tombées sur le versant Nord et déviées vers l'Ouest où elles se rassemblent avec les eaux venues du flanc Sud de la Tefedest dans une sorte de grande « gouttière » topographique depuis Hirafok jusqu'à In Amguel. L'ensemble de ce bassin versant tourné vers l'Ouest depuis l'Efeni (à l'Est d'Hirafok) jusqu'à Tit (sur le haut de l'O. Tit-Amded) porte le nom d'Arechoum. Mais indirectement aussi, une partie des surfaces ruisselantes comptées avec le versant Sud sont en communication avec le Tanezrouft par l'Oued Tamanrasset qui décrit un très grand détour pour éviter le massif volcanique de la Tahalra, jusqu'au pied de l'Ad. Timgaouine. Sa vallée supérieure est cependant assez peu développée.

c) 40 % *représentent les versants Sud-Ouest et Sud* où se développe un réseau nettement hiérarchisé : celui de l'O. Igharghar Sud, qui rassemble les O. In Dalèdje et Tahifet à environ 10 km au Sud du centre de culture de Tahifet, déjà sur le piedmont, et plus en aval l'O. Tarhaouhaout nettement moins important. Seuls lui échappent :

— l'O. Tamanrasset,

— les petits oueds « indépendants », presque dépourvus de bassin versant en montagne : le Tin Amzi (qui draine le Sud de l'In Tounine sous le nom d'O. Tefougueguine) et l'O. Zazir qui prend naissance entièrement sur le piedmont. Ces deux oueds se dirigent de façon très indécise vers la région d'In Guezzam et au Sud, vers la grande cuvette du Timmersoï qui a dû être occupée jadis par un lac de la dimension du Tchad (R. Capot-Rey, 1953, p. 71).

1. En calculant les superficies de ces divers massifs sur la carte géologique au 1/500 000 du B.R.G.M., on est étonné d'apprendre que l'Atakor, malgré sa complexité, n'est pas le plus grand de ces massifs (2 075 km² de surfaces volcaniques) : il est dépassé par l'Egéré Settefen (3 025 km²) et l'Adrar (2 825 km²). En France il n'atteindrait même pas la surface des laves du Cantal (2 700 km²). Mais il convient de lui ajouter la superficie de ses satellites, ce qui est logique : 1 275 km² du Manzaz et 100 km² environ de l'Aleksod noir, et même les 1 725 km² de la Tahara. Dans ce cas il vient largement en tête avec 5 175 km².

— à l'E le réseau plus puissant de l'O. Tin Tarabine n'empiète guère sur l'Atakor et draine l'essentiel du bourrelet plus à l'Est.

Ainsi, malgré des tracés perpendiculaires à toutes les lignes structurales NS du bouclier, ce sont des oueds descendant vers le Tanezrouft qui drainent la plus grande surface de l'Atakor avec plus de 50 % des bassins versants, surtout si l'on y ajoute l'O. Tamanrasset.

L'ÉVOLUTION DE CES VALLÉES MONTAGNARDES PARAIT AUJOURD'HUI INDÉPENDANTE DE CES GRANDS RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES ET DE LEURS NIVEAUX DE BASE ENDOREIQUES :

a) *Malgré l'orientation O-SO - E-NE du bourrelet, le Tanezrouft offre, il est vrai, l'avantage d'un niveau de base très déprimé,* avec une altitude d'environ 500 mètres vers Timissao. Comme le remarquait déjà R. Chudeau (1907, p. 408), la pente est extrêmement faible dans tout le Tanezrouft proprement dit (inférieure à 2 °/₀₀ ou même 1 °/₀₀). Elle ne se relève que très près de l'Atakor, puisque sur 30 km entre Abalessa et Tit, la pente de l'Oued Tit atteint 8 °/₀₀ et devient nettement « torrentielle ». Étant donné cette faiblesse de la pente dans le Tanezrouft, les courbes de niveau restent très espacées, et Silet, à la bordure occidentale de la Tahalra, est à 727 m d'altitude. Puis l'on passe brusquement sur 50 kms environ à vol d'oiseau (vers Ennedid) à une altitude de 1 000 m, tandis que les formes du relief deviennent très vite plus accidentées. C'est d'ailleurs ici seulement que commencent les ravinements sur la piste de Timissao, qui est parfaitement carrossable en l'absence de tout entretien entre Timissao et Silet, tandis que, vers l'Est, elle est ravinée à chaque orage. Ce brusque changement correspond à la bordure du massif volcanique (727 et 1 000 m sont les altitudes du socle entaillé en alvéoles à la base des coulées), mais aussi au passage du très grand accident Nord-Sud qui semble marquer la limite Ouest du bourrelet. Ainsi le volcanisme et l'entaille des vallées paraissent avoir la même limite, et celle-ci paraît coïncider curieusement avec un accident tectonique majeur.

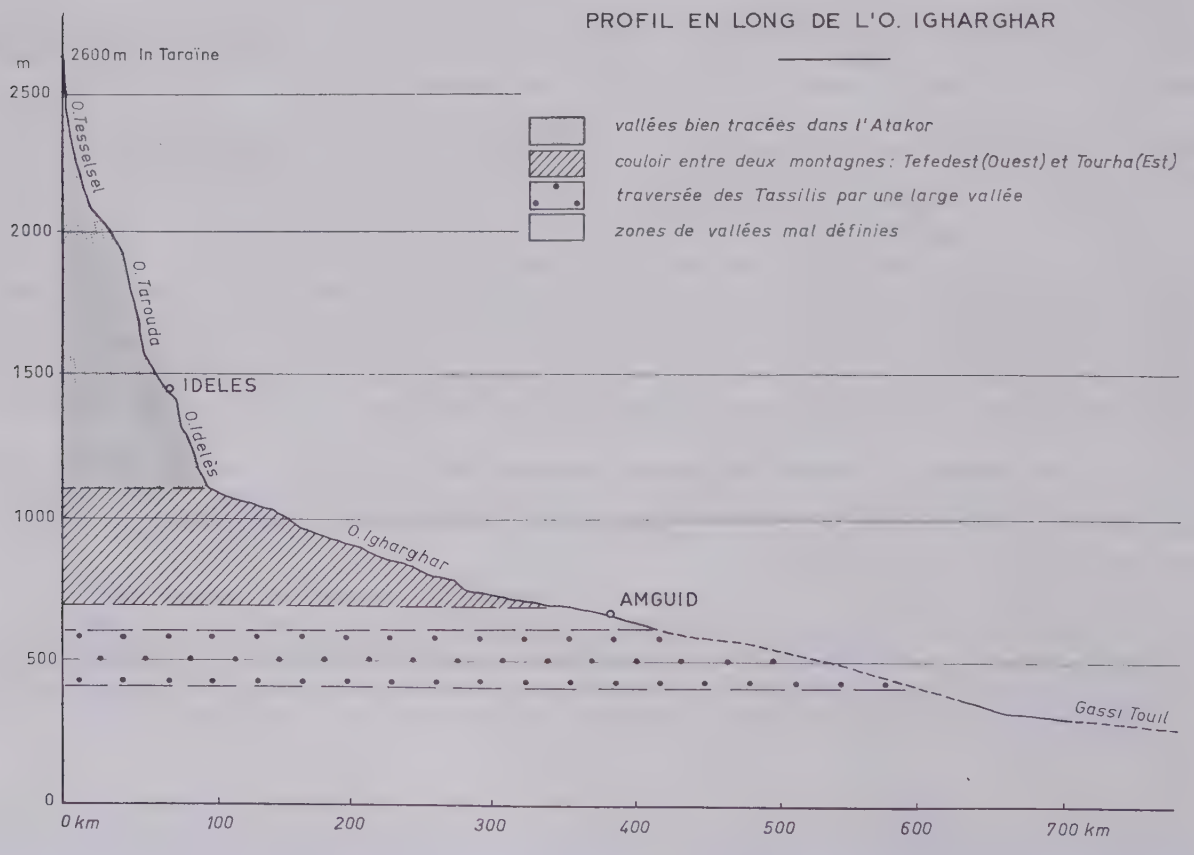


Fig. 2. — Profil en long de l'O. Igharghar-Nord. Ce profil schématique tiré de J. Dubief (1953) montre clairement la brusque rupture de pente qui caractérise ce profil à la sortie de l'Atakor.

b) *Au Nord, l'Oued Igharghar est favorisé par la direction des plissements suggariens* et surtout par une grande zone broyée qu'il suit assez fidèlement. Sa sortie du Hoggar à Amguid se situe pourtant à 700 mètres, donc à 200 mètres plus haut que le niveau de base du Tanezrouft, pour une distance à peine inférieure par rapport à l'Atakor. L'altitude du thalweg augmente rapidement vers l'amont : 900 m au SE de la Gara el Djenoun, puis plus lentement pour aboutir à 1 070 m au confluent des trois branches principales venues de l'Atakor : les O. Tafedjak, Idelès et Telohat, à la bordure Nord du Manzaz, à 100 km de la ligne de crête de l'Atakor (Assekrem). Or dans une position identique, mais à 120 km de la ligne de crête (Tahat), Silet se trouve à 727 mètres seulement. Comme à Silet, le passage au massif volcanique se traduit par une rapide incision des vallées qui n'est pas dû seulement aux réajustements des thalwegs et aux accumulations volcaniques. En effet les altitudes du socle augmentent extrêmement vite (les coulées étant très peu épaisses) et passent de 1 070 m à 1 450 m à Idelès en 40 km, soit une dénivellation encore plus brutale qu'au SO. Cette dénivellation avait déjà étonné J. Dubief (1953) qui avait émis l'hypothèse d'un mouvement tectonique.

c) *Sur le flanc Sud, les altitudes ne décroissent pas aussi spectaculairement*, et la topographie reste légèrement accidentée jusqu'à 50-55 km au Sud de Tamanrasset où de façon assez nette, l'on passe des reliefs rocheux avec traces d'écoulement à de très vastes plaines presque sans pente où divaguent le Tin Amzi et le Zazir. Cette limite correspond d'ailleurs à la limite septentrionale des grands vents de sables qui affectent la région plane de Laouni-Tin Reroh. La morphologie de vallées se continue donc assez loin de l'Atakor et ne semble pas liée ici à un massif volcanique, ni à un accident brutal. Pourtant la régularité de cette pente est trompeuse : cette pente régulière conduit rapidement vers des niveaux de base plus déprimés que sur le flanc Nord, comme on peut le voir sur la carte topographique hors texte au 1/2 000 000 de M. Lelubre (1952a, I, fig. 2). A vol d'oiseau, la courbe de 800 m se situe à 150 km de la ligne du faîte de l'Atakor alors qu'au Nord, là où elle s'en rapproche le plus (O. Igharghar), cette courbe 800 m se trouve à 220 km. Et cette opposition ne fait que s'accentuer vers l'Est du bourrelet puisqu'au Nord, l'immense plaine de l'Amadror repousse la courbe de 1 000 mètres à plus de 200 km de la crête de l'Aleksod alors qu'au Sud au contraire, elle se rapproche à 80-90 km dans les affluents de l'O. Tin Tarabine. R. Chudeau (1907, p. 405) remarquait déjà qu'au SE de l'Atakor, « le désert semble plus jeune » avec une évolution beaucoup moins poussée vers la désorganisation hydrographique et la formation de regs décapés et de dunes éparses comme c'est le cas vers l'Ouest (région d'In Zize).

LES CAUSES DE CE DYNAMISME DES OUEDS DE L'ATAKOR NE DOIVENT DONC RIEN A DES PHÉNOMÈNES LOINTAINS :

a) *Ces grands réseaux hydrographiques n'aboutissent qu'à des cuvettes endoréiques* et ces niveaux de base lointains n'ont plus été en communication avec la mer depuis le Cénomanien à l'Ouest ou l'Éocène peut être au Nord. D'autres ont retrouvé une voie de sortie depuis trop peu de temps au Sud avec la capture quaternaire du Niger au seuil de Tosaye pour que le niveau marin puisse avoir eu une quelconque influence. Il s'agit donc de réseaux purement endoréiques : toute l'évolution morphologique échappe aux problèmes complexes des variations eustatiques.

b) *Ces niveaux sont bien trop éloignés pour avoir eu une influence réelle.* Seuls les niveaux rapprochés, à l'intérieur du Hoggar ont dû jouer un rôle sensible, favorisant surtout les réseaux du Tanezrouft et du Sud-Est. Ces niveaux de base intérieurs ont pu aussi être affectés par des variations de niveaux lacustres, lors de Pluviaux quaternaires.

c) *Le creusement des vallées paraît surtout avoir été favorisé par des causes indépendantes des niveaux de base.* En particulier au Sud-Ouest et au Nord, ce creusement correspond à de brusques changements de pente dans le socle, à des phénomènes volcaniques ou même, à l'Ouest surtout, à un grand accident.

C. — LA CONTINUITÉ DU VOLCANISME ET L'AMPLEUR DE LA « REPRISE D'ÉROSION » FONT PENSER A UN MASSIF D'ORIGINE TECTONIQUE

Cette hypothèse est d'ailleurs renforcée par UNE CONVERGENCE DE LIGNES DE FRACTURES dans l'Atakor (fig. 121) qui est unique dans le Hoggar :

a) *Un grand accident Nord-Sud à l'Ouest* sépare les deux grandes orogénèses antécambriennes.

b) *A l'Est, l'Atakor s'arrête curieusement sur une autre ligne de broyage SSE-NNO* qui prolonge un petit bassin pharusien nettement discordant sur le Suggarien au SE, puis totalement broyé et laminé.

c) *De grandes failles, SSO-NNE,* fréquemment remplies par silicification (quartz), joignent les deux accidents précédents. On note en particulier :

— la grande faille à une douzaine de kilomètres à l'Ouest du Tahat, que nous appellerons « accident Ouest-Atakor »,

— deux grandes fractures à l'Ouest et à l'Est de Tamanrasset.

Ces accidents dessinent des sortes de V ou V renversés au point où ils rencontrent les zones broyées précédentes (au niveau desquelles ils disparaissent brutalement). Ils n'affectent que la zone intermédiaire entre ces deux zones de broyage. De tels systèmes de cassures se retrouvent dans de nombreux autres socles (en Rhodésie, en Éthiopie par exemple), mais au Hoggar, il est très intéressant de remarquer que le groupe volcanique Atakor-Manzaz et Tahalra se situe précisément au point de divergence des fractures vers le Nord et vers le Sud et qu'il n'existe pas d'autres zones fracturées de ce type ailleurs au Hoggar [1].

d) *Il existe aussi des fractures, mais moins importantes, qui viennent relier les fractures précédentes :*

— En reprenant parfois des directions Nord-Sud comme par exemple cette fracture, en grande partie cachée par les coulées volcaniques, qui semble se suivre depuis l'Ouest de l'Aheleheg au Sud jusqu'au SE d'Hirafok au Nord.

— Ou bien les fractures NNO-SSE de l'O. Tarhaouhaout (Ouest de l'Aheleheg) ou SSO-NNE à l'Est de Tit.

Cette densité des fractures a sans doute pour conséquence de rendre le bouclier moins rigide dans sa partie centrale et ce fait a pu faciliter un soulèvement récent lié au volcanisme.

CETTE HYPOTHÈSE SE HEURTE POURTANT A DEUX OBJECTIONS EXTRÊMEMENT FORTES :

a) J. Bourcart (1924 p. 66) *s'étonnait déjà de rencontrer tant de volcans dans un massif où il n'avait pas pu mettre en évidence une seule faille.* Or malgré l'apport énorme des photos aériennes pour la recherche des failles, il est aujourd'hui encore presque impossible de trouver des failles récentes liées au volcanisme et la constatation faite au sol en 1922-1923 par J. Boucart reste vraie : « il est impossible de mettre en évidence, autour des massifs volcaniques, de véritables failles ».

b) *La concordance des altitudes est assez surprenante entre le bourrelet et les reliefs considérés comme « résiduels »* : la Tefedest, la Tourha, les grandes crêtes de quartzites du SE qui s'abaissent lentement de l'altitude de 1 800-2 000 mètres vers les bordures. Pour J. Bourcart (1924, p. 53), « le dôme dû à ce soulèvement assez récent est beaucoup plus vaste que le massif de l'Atakor proprement dit. La Tefedest, la région du Serkout, etc., en ont fait partie. C'est l'érosion des grands oueds qui a individualisé le massif actuel ». Le massif de l'Atakor apparaît donc comme une région privilégiée pour comprendre l'évolution d'ensemble de la plate-forme précambrienne du Hoggar.

III. — INTÉRÊT DE L'ÉTUDE MORPHOLOGIQUE ET DÉLIMITATION DE L'ATAKOR

CE MASSIF RASSEMBLE PLUSIEURS ÉLÉMENTS TRÈS FAVORABLES POUR L'EXPLICATION DE L'HISTOIRE MORPHOLOGIQUE DU HOGGAR :

a) **La conservation de vieilles formes topographiques,** soulevées récemment ou « résiduelles », qui semblent avoir disparu en dehors du bourrelet.

b) **La présence sous les coulées volcaniques, de dépôts corrélatifs d'anciennes formes** de relief s'échelonnant sans doute depuis le début du Tertiaire jusqu'à l'époque présente. Ainsi, par exemple, sur les bordures des vieilles surfaces, des roches variées qui avaient été nivelées donnent naissance à des formes d'érosion différentielle encore inachevées. Moins belles que les inselbergs isolés du reste du Hoggar, elles ont l'avantage de conserver parfois des témoignages des stades successifs de leur dégagement et on peut aussi les classer d'après leur époque d'apparition : soit antérieurement aux premiers basaltes, soit postérieurement aux « vieux » basaltes, soit enfin, durant

1. A. Grandjean (1962) montre que, grâce aux premiers dépouillements des résultats du sismographe de Tamanrasset, la séismicité du Hoggar peut être qualifiée de très faible. Cependant, le plus grand nombre de séismes ressentis ont leur épicentre à une distance de 50, 100 km de Tamanrasset, principalement à l'O-SO (Silet) et au Nord (Idelès) c'est-à-dire les deux zones de volcanisme subactuel qui flanquent l'Atakor, précisément dans cette région de divergence des fractures.

le Quaternaire. D'autres coulées reposent sur des lambeaux de fonds lacustres ou de terrasses qui sont aussi de précieux jalons de cette reconstitution. La recherche de ces dépôts est longue et difficile étant donné la quantité de coulées qu'il faudrait suivre et leur recensement restera encore longtemps inachevé. Restées longtemps infructueuses ces recherches m'ont ensuite fourni un grand nombre de renseignements que l'on chercherait en vain au Hoggar en dehors des régions volcaniques. Certains de ces dépôts sont cachés sous d'épais éboulis et ne livrent que quelques beaux galets roulés par exemple. Les basaltes ont alors trop bien rempli leur rôle de conservation !

c) **La conservation d'anciens sols.** En effet, grâce à l'action conjuguée des coulées de lave qui ont obstrué certaines vallées et du climat devenu aride, l'érosion n'a pas encore fait disparaître certains sols conservés sur les pentes, même sans protection volcanique. D'autre part, les coulées basaltiques successives ont apporté chaque fois une roche fraîche nouvelle, remarquable par sa sensibilité aux variations de l'altération climatique. Des sols d'époques différentes, développés sur une semblable roche mère, peuvent facilement être comparés. Ainsi, « sols fossiles enterrés » (sous les coulées) ou « sols fossiles momifiés » [1] sont particulièrement abondants dans l'Atakor. L'examen de ces divers sols et plus spécialement de la fraction argileuse qu'ils renferment, permet de se faire une idée plus précise sur l'altération et même le climat passé que par l'étude de terrasses alluviales à fraction détritique principalement sableuse comme on en rencontre dans les grands oueds sahariens (ex. Saoura). Ces sols affleurent pourtant sur des surfaces moindres que les grandes étendues lacustres des cuvettes de bordure du Hoggar (Tihodaïne, In Guezzam) où ont été découverts des gisements paléontologiques ou préhistoriques plus intéressants par les datations qu'ils permettent.

d) **L'entaille généralisée des vallées,** qui comporte trois avantages pour la reconstitution de l'histoire récente du massif :

Un dégagement plus complet des coupes que dans les cuvettes du pourtour, car, sans ces entailles récentes les dépôts de l'Atakor nous seraient aussi inaccessibles que ceux qui existent sans doute dans l'Amadror.

Un emboîtement des formes récentes qui permet, même en l'absence de datation, d'établir au moins une succession chronologique relative.

La conservation de terrasses alluviales qui sont généralement d'origine climatique. Ce mécanisme enlève malheureusement un peu d'intérêt au massif car une reprise d'érosion d'origine climatique se fait sentir à la fois tout le long des cours d'eau, et plus spécialement à l'amont où les pentes fortes favorisaient la reprise de l'entaille. La partie amont des vallées n'est donc pas favorisée par une meilleure conservation des terrasses, comme c'est le cas pour les mécanismes d'érosion régressive liés aux variations eustatiques.

e) **Sa position géographique sous le Tropique e**n plein milieu de la bande désertique du Sahara. Cette position permet d'éviter les influences perturbatrices des régions bordières, problème capital pour l'étude des variations climatiques propres au Sahara. Le Hoggar présente pour cette étude le même intérêt que les îles non volcaniques pour l'étude des variations du niveau de la mer, à l'écart des problèmes de flexure continentale ou de réajustement isostatique qui affectent les bordures des Océans. Au milieu du Hoggar, l'Atakor est particulièrement intéressant parce qu'il apporte une gamme étendue de climats locaux plus frais ou plus humides qu'en plaine, mais en rapport direct avec ce qui existait dans les plaines voisines. Or il semble bien que l'Afrique ait été le continent le plus marqué par les variations climatiques du Quaternaire puisque, par exemple, l'extension des dunes du bas Sénégal jusqu'au Sine Saloum, implique un décalage de la zone désertique de 10 à 15°. Il est donc intéressant de préciser quelle a pu être l'importance de ces variations pour le Sahara central. L'Atakor permet d'enregistrer ces variations climatiques sur presque tous les types de roches cristallophyliennes et volcaniques rassemblées sur un espace très limité. Pendant tout le Quaternaire, ce massif a dû se trouver dans une zone où il suffisait d'une variation climatique même faible, soit pluviométrique, soit thermique, pour changer le caractère du couvert végétal et les mécanismes pédologiques et géomorphologiques. On peut donc espérer y trouver des phases climatiques de caractères assez tranchés et comparer leur rôle dans le façonnement du modelé en les prenant soit isolément, soit en « séquence climatique ».

Malheureusement ces avantages pour la recherche se doublent de gros inconvénients sur le plan pratique car la position sous le Tropique, le volcanisme et les entailles généralisées de l'érosion

1. B. Gèze. *La notion d'âge du sol, son application à quelques exemples régionaux.* Annales agro. mai-juin 1959, p. 237-249.

en font un pays difficilement accessible. Les problèmes les plus intéressants ne se situent presque jamais au bord des deux seules pistes ouvertes à travers le massif. Par suite de ces difficultés, il reste certainement encore bien des choses à découvrir dans l'Atakor...

LES LIMITES DE L'ATAKOR :

Plusieurs critères peuvent être retenus pour fixer ces limites, mais aucun n'a malheureusement une valeur absolue :

La surface occupée par les coulées volcaniques paraît un bon critère, mais leurs limites n'ont pas de valeur géomorphologique bien précise : les coulées s'émiettent en toutes petites « mesas » isolées parfois assez loin en avant de l'Atakor comme ces deux collines (cote 1 077 m) qui apparaissent de part et d'autre de la piste d'In Guezzam, à plus de 30 km à vol d'oiseau au Sud d'Amsel (feuille 1/200 000 Fort Laperrine). D'autre part, des aiguilles de lave visqueuse parsèment le bourrelet jusqu'au Nord du Serkout alors que le paysage est totalement différent.

Le bombement topographique n'a pas de limites comparables aux dénivellations grandioses qui bordent la Tefedest. Les bordures sont assez nettes au Nord, où la gouttière de l'Arechoum sépare l'Atakor de la Tefedest, et à l'Ouest où de toutes petites crêtes Nord-Sud sont de moins en moins élevées jusqu'à une longue dépression sableuse où se rassemblent les eaux (Tin Felki). Mais au Sud, les reliefs rocheux se prolongent bien au-delà de Tamanrasset, comme nous l'avons vu, et, à l'Est surtout, l'Atakor est soudé au grand bourrelet sans décroissance très notable des altitudes. La limite des précipitations pourrait être plus valable puisque celles-ci sont liées à l'altitude (150-200 mm sur les sommets contre 40 à Idelès et Tamanrasset ou 20 mm à In Ekker) mais les stations sont trop espacées pour que l'on puisse en déduire des isoyètes ayant valeur de limites.

Les vallées encaissées caractérisent aussi l'Atakor. On pourrait prendre pour limite le débouché de ces vallées dans l'Abada. Or il est difficile, en fait, de définir le passage de la topographie de vallées à celle des grands regs à circulation facile et des reliefs nettement individualisés par rapport à la masse montagneuse. Excepté l'Efeni sur le flanc Nord (à l'Est d'Hirafok), le piedmont est rarement net. Il y a des séries de transitions où les vallées s'élargissent en bassins et se resserrent en gorges courtes.

Devant ces difficultés, il faut donc combiner ces différents critères pour fixer chaque limite :

1) **Au Nord, le meilleur critère paraît être le volcanisme.** En effet, l'axe de la gouttière topographique qui sépare l'Atakor de la Tefedest serait une limite bien conventionnelle. Cette gouttière a attiré non seulement les eaux descendues de la Tefedest méridionale et de l'Atakor, mais aussi les coulées volcaniques, venues uniquement de l'Atakor, qui se sont largement étalées dans la gouttière et ont repoussé les oueds de la Tefedest qui sont recueillis à angle droit par l'O. Ehouddouède. Tandis que les vallées du Sud de la Tefedest sont sablonneuses et larges, celles venues de l'Atakor sont étroites et bordées généralement de corniches basaltiques : ce brusque changement de paysage nous servira de limite.

Vers le NE la gouttière disparaît et les oueds descendus de l'Atakor viennent buter contre *un petit massif de volcans récents : le Manzaz.* Celui-ci paraît partiellement séparé de l'Atakor par le piedmont de l'Efeni que suit la piste automobile allant d'Hirafok à Idelès. En fait, l'observation des photos prises par le satellite Tiros qui m'ont été très aimablement prêtées par J. Dubief montre bien la continuité entre l'Atakor et le Manzaz. Au contraire, une série de taches blanches marque une limite très nette, due aux plaines sableuses qui vont d'In Amguel jusqu'à l'Igharghar en passant par les environs du Bréri. Cette ligne SO-NE sépare bien plus nettement le Manzaz de la Tefedest. Par contre, les volcans récents se continuent presque sans discontinuité du Manzaz au flanc Nord de l'Atakor où ils sont encore nombreux. D'autre part, le Manzaz n'a pas réellement détourné l'hydrographie venue de l'Atakor puisque les oueds Tafedjak ou Idelès ont réussi à se maintenir au milieu des volcans. Ces deux raisons nous ont amené à l'inclure dans notre sujet et à reporter la limite de l'Atakor au Nord du Manzaz, au confluent des trois oueds qui forment l'O. Igharghar supérieur (Tafedjak Idelès et Telohat). *Au contraire, l'autre massif volcanique très récent, au Sud-Ouest, la Tahalra* ne se continue pratiquement pas sur les flancs Sud de l'Atakor où les volcans récents sont pratiquement absents ; il a, d'autre part, détourné les O. Outoul et Tamanrasset, venus de l'Atakor, et donné naissance à un réseau hydrographique plus nettement indépendant. Pour ces raisons, nous l'excluerons de l'Atakor et de notre sujet, d'autant plus qu'il présente des caractères assez semblables à ceux du Manzaz que nous étudierons.

2) **A l'Ouest, c'est la notion de bombement qui peut servir de limite.** Sur cette face, en effet, les coulées volcaniques sont très peu représentées. Les vallées s'élargissent progressivement, resserrées cependant par des « cluses » successives, perpendiculairement aux lignes structurales. Tous ces oueds vont se rassembler dans une vallée sablonneuse Nord-Sud vers laquelle s'abaissent régulièrement les pentes du massif. Cette vallée est établie au pied de chaînons également Nord-Sud : Tedjorak (1 632 m), montagne d'Abalessa (Ibararhettène) qui ne sont traversés que par quelques « cluses ». Or ces chaînons successifs forment une barrière, mais totalement détachée du bombement de l'Atakor : ce sont de très beaux inselbergs. D'autre part, ils appartiennent déjà à un ensemble de roches pharusiennes, puisque la grande discordance passe au pied de leur flanc oriental, suivie par la vallée Nord-Sud. Cette vallée et cette discordance paraissent une bonne limite pour l'Atakor, longue bande blanche au pied du massif sur les photos de Tiros, bordée à l'Ouest par les échines Nord-Sud.

3) **Au Sud, la limite est plus délicate à placer.** Les vallées, en effet, restent encaissées encore sur plusieurs dizaines de kilomètres au-delà de Tamanrasset, accompagnées de petits reliefs assez serrés. Un abaissement lent des altitudes prolonge le bombement topographique et s'accompagne encore de pointements volcaniques très isolés. Cependant de petites plaines assez bien délimitées se succèdent en chapelet, à des altitudes voisines de 1 400 mètres :

A l'Ouest celles de Tit, d'Outoul et de Tamanrasset qui ont reçu le nom d'Ouan Hellegen et se suivent au pied d'un talus topographique assez net.

Au centre, ces plaines disparaissent, mais le massif de l'In Tounine domine nettement un piedmont où naissent des oueds qui ne viennent pas de l'Atakor : O. Amzi et O. Zazir.

A l'Est se succèdent la vallée élargie de l'O. Tarhaouhaout, puis la convergence des trois oueds qui donnent naissance à l'O. Tahifet. Ici le talus topographique est moins visible, excepté autour de l'Aheleheg.

Ces petites plaines correspondent à un important changement au point de vue hydrologique : les eaux infiltrées dans les alluvions y réapparaissent et donnent naissance à toute une série de centres de cultures : Tit, Outoul, Tamanrasset, Ft Motylinski, In Daledje et surtout Tahifet. Cet inferroflux se remarque aussi par la présence d'un tapis important de buissons dans ces oueds et, dans les plus grands, d'une « forêt galerie » de Tamaris, arbres qui disparaissent assez rapidement hors de l'Atakor. Au-delà, même les puits des nomades ne sont souvent plus régulièrement alimentés, les crues devenant trop espacées.

Vers le SE la limite est facile à placer à l'O. Azrou : au-delà, vers l'Est, les oueds ne proviennent plus du massif volcanique et ils ne rejoignent pas, non plus, le réseau de l'O. Igharghar Sud, mais celui de l'O Tin Tarabine.

4) **A l'Est aussi la limite est assez imprécise** car les altitudes s'abaissent très lentement de 2 000 à 1 800 mètres :

Des « mesas » volcaniques apparaissent assez loin aussi bien au NE (Aleksod 2 270 m) qu'au SE (Seddereg 1 900 m). Cependant tandis que le Seddereg se réduit à des lambeaux isolés de l'Atakor et très petits, l'Aleksod noir s'y rattache directement et forme encore un bel ensemble de coulées superposées. Aussi nous considérerons que l'Aleksod noir, volcanique, doit être incorporé à l'Atakor, d'autant plus que la dénivellation au Nord extrêmement nette au-dessus de l'O Telohat prolonge celle de l'Atakor. Au-delà vers le NE, la couverture volcanique se morclèle et disparaît : l'Aleksod « blanc » ne fait plus partie de la région étudiée (au-delà de la vallée de l'O. Tirhermine).

Dans la partie centrale, de grandes surfaces plus ou moins planes s'étendent à l'Est de Tazrouk. Cependant comme nous l'avons vu, l'Atakor tend à être séparé du reste du bourrelet par la remontée de l'érosion venue du SE par l'O. Tin Tarabine qui reste pratiquement étranger à l'Atakor. Ces entailles profondes remontent ici presque au niveau de Tazrouk. Elles profitent en partie de la présence de schistes métamorphiques tendres de l'extrémité Nord du bassin pharusien de l'Arefsa. Cette érosion brutale tend à couper ici le bourrelet car au Nord les affluents de l'O. Telohat exploitent aussi la zone de broyage qui prolonge l'Arefsa. Ce rétrécissement pourrait être choisi comme limite, mais assez conventionnelle. En effet, au-delà de la ligne de broyage, affleurent à nouveau des roches suggariennes, mais ce sont des « séries de couverture » avec gneiss, amphibolites et quartzites. Il paraît intéressant plutôt d'inclure ces séries bien différenciées dans notre étude et de faire passer la limite à l'Est de la haute vallée de l'O. Tazoulet qui renferme encore de nombreux petits témoins volcaniques. D'ailleurs cette limite Est doit rester assez floue car des observations faites plus à l'Est (au Serkout par ex.) éclairent le problème de cette grande surface sur laquelle repose, en définitive, toute la partie haute de l'Atakor.

5) **Conclusion :** les limites choisies correspondent donc à peu près à la ceinture des centres de culture dont les principaux sont : Tamanrasset, Tahifet, Tazrouk, Idelès Hirafok, In Amguel et Tit où vivent environ 4 000 sédentaires. Cette couronne de centres habités, joints par la piste automobile rassemble presque toute la « richesse » agricole du Hoggar à l'exception cependant des vastes jardins d'Abalessa et de Silet qui appartiennent au même ensemble (Tahalra) mais que nous avons exclus pour les raisons exposées ci-dessus. Ces limites englobent aussi les meilleurs pâturages du Hoggar, habitat des tribus les plus nombreuses :

— *la plus prospère des tribus imrad (vassales), les Dag Rali ;*

— *les Adjoun Télé,* seconde tribu par le nombre, qui vit sur le flanc Sud du massif ;

— *les Issakamarène* qui parcourent l'Arechoum ;

— *même les Kel Rela,* tribu noble, qui n'a pas de zones de parcours délimitées, séjournent de préférence dans l'Atakor, auprès de leurs vassaux les plus riches, les Dag Rali. L'Atakor a donc un rôle primordial dans la vie des Touareg, éleveurs de chèvres et de chameaux. Cette montagne sert aussi de refuge traditionnel en cas de grande sécheresse à cause de la grande variété des ressources offertes par son climat à affinités montagnardes, mais aussi par *la diversité des roches qui constituent le massif.*

CHAPITRE II

UNE MONTAGNE CONSTITUÉE PAR DES ROCHES VOLCANIQUES ET CRISTALLINES

I. — L'ATAKOR EST UN MASSIF A PENTES RELATIVEMENT DOUCES.

Lorsqu'on regarde l'Atakor depuis le Nord, l'Ouest ou le Sud, il ne donne jamais une impression de « haute montagne » malgré ses altitudes voisines de 3 000 mètres. Il s'élève au-dessus de régions déjà situées entre 1 000 et 1 400 mètres, sous la forme d'une longue coupole à pentes douces. Cette impression avait déjà été notée par l'un des tout premiers observateurs, J. BOURCART (1924, p. 54) : « Vue d'Hirafok, la Koudia se présente sous forme d'une série étagée de plateaux presque rigoureusement horizontaux... rien ne donne moins l'aspect de la haute montagne ».

A. — LES FORMES TOPOGRAPHIQUES PRÉDOMINANTES SONT DES PLATEAUX ÉTAGÉS

Le massif de l'Atakor incorpore en effet QUELQUES PLATEAUX ABSOLUMENT HORIZONTAUX sur lesquels « l'aiguille du baromètre ne varie pas pendant plusieurs heures de marche » (R. PERRET, 1932). Cette régularité est si étonnante que les Touareg ont donné le même nom aux deux plus grands d'entre eux. Ils les appellent « Tassa n'Djena » qui signifie aussi lisses que « le ventre d'un âne ». Pour les distinguer nous les appellerons Nord et Sud en fonction de leur position par rapport à l'axe du massif :

1) *Au N-NE, le Tassa n'Djena du Nord* situé à 2 050 m d'altitude. Il s'étend sur environ 130 km² (superficie mesurée sur le 1/200 000 I.G.N.) avec une forme en triangle dont la base (O-SO - E-NE) aurait environ 18 km et la hauteur 10 km.

2) *Au S-SO, le Tassa n'Djena du Sud* est moins élevé (1 700 mètres) et nettement plus petit. Il présente une forme légèrement en croissant, dont la plus grande dimension est d'environ 8 km.

Ces deux plateaux volcaniques ne peuvent rivaliser avec les grands « cheires » du Manzaz ou de la Tahalra, mais leur surface est pourtant plus monotone. En effet, plus anciens sans doute, les Tassa n'Djena ne sont pas parsemés de petits cônes de scories ou de légères ondulations, leur uniformité est étonnante et leur régularité à peine croyable. Etant à l'écart des pistes carrossables, ils sont peu connus malheureusement. Cependant, ils ne sont que les plus spectaculaires de ces plateaux et il en existe d'autres, avec cette étonnante symétrie, entre le Nord et le Sud. Ainsi, citons :

Au Sud, le plateau basaltique situé entre les appareils « acides » de l'Akar Akar et de l'Ahounahamt (NE de Tamanrasset). Il est mieux connu parce que la piste touristique de Tamanrasset à l'Assekrem le traverse sur plusieurs kilomètres. Il étale du Nord au Sud sur près de 10 km ses mornes étendues noirâtres avec cependant une légère inclinaison qui le rend un peu moins régulier.

Au Nord, son homologue est également traversé par une piste automobile (qui relie Idelès à l'Assekrem). Il commence à une quinzaine de kilomètres au Sud d'Hirafok où la piste accède à une succession de plateaux basaltiques légèrement étagés, vers 1 800 mètres d'altitude, exactement comme le plateau méridional.

On retrouve des plateaux, plus ou moins étendus, à toutes les altitudes, même sommitales, puisque les grands entablements de l'In Taraïne ou de l'In Zouzame dans l'Atakor oriental sont des plateaux subhorizontaux de 2 à 4 km de large, vers 2 400-2 600 mètres d'altitude.

CES PLATEAUX SONT SÉPARÉS PAR DES TALUS PLUS OU MOINS NETS, plus ou moins importants et souvent assez rectilignes. Ils avaient été interprétés par R. PERRET (1935 a) comme des abrupts de

faille ayant rejoué à diverses époques. P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955) pensent plutôt qu'ils représentent des limites entre des aplanissements étagés. Ces deux interprétations posent le problème fondamental de toute l'évolution morphologique, évoqué dans l'introduction : l'Atakor est-il un relief résiduel ou bien un massif d'origine tectonique ?

Cependant les brusques dénivellations sont rarement très importantes entre les plateaux basaltiques. Celles qui atteignent ou dépassent 100 mètres se localisent :

Soit sur la bordure Ouest de la chaîne granitique de la Taessa où les coulées sommitales situées vers 2 200-2 300 mètres s'interrompent assez brutalement au-dessus du piedmont (greniers d'Ilamane-village et de Tarhénanet) tandis qu'un autre plateau reprend au niveau du piedmont vers 1 900-1 950 mètres.

Soit à la périphérie du massif lui-même où les plateaux sont brutalement interrompus par un talus de roches cristallines de 150 à 300 mètres qui borde l'« Abada ». Ceci est particulièrement net :

— Au Nord de Tamanrasset : talus de l'Issekram à l'Hechaguène O.NO-E.SE.
— Au S.E. d'Hirafok où le talus O.S.O-E.NE porte le nom d'Abarga,

Mais, une fois atteint le premier plateau, la montée vers la ligne de faîte s'effectue par petits gradins successifs. La pente des plateaux est si douce que H. Butler a pu écrire : « L'ancienne surface de la pénéplaine monte en pente douce vers le Sud et atteint son faîte sur la ligne Ilamane-Assekrem » (1924 a). Mais il notait aussi ce contraste fondamental (en observant le massif depuis le NE) entre une topographie d'ensemble peu accidentée de plateaux à altitudes progressivement croissantes et, dans le détail, un relief « excessivement accidenté » par les sillons profonds des oueds.

Deux types de reliefs s'isolent au-dessus des plateaux volcaniques avec de fortes dénivellations sur leur pourtour :

Les reliefs de la haute Koudia (Tahat, Ilamane, Assekrem principalement) qui apparaissent de très loin comme des blocs ou des aiguilles posés sur une surface assez régulière. Les parois souvent subverticales de ces appareils acides (necks, aiguilles peléennes, chaudrons ou intrusions) donnent de belles falaises qui sont pratiquement les seules surfaces rocheuses de la haute Koudia. Dans la montagne, en effet, les corniches basaltiques s'émoussent, atténuées par les débris de la fragmentation des basaltes.

Les massifs granitiques de l'In Tounine et de l'Aheleheg sur le flanc Sud, ceinturés par des escarpements extrêmement raides de 200 à 400 mètres.

B. — IL EST POSSIBLE MALGRÉ TOUT DE DISTINGUER DES CONTRASTES RÉGIONAUX

J. Bourcart (1925) avait noté quelques-uns de ces contrastes : « Au Nord, c'est une série de marches d'escalier, au Sud un chaos de contreforts » et aussi « les pentes ne sont vraiment abruptes que sur la face Ouest », mais les premiers voyageurs avaient surtout insisté sur les ensembles de plateaux monotones parce que les pistes suivies par eux empruntaient ces plateaux, voies de pénétration monotones certes, mais bien plus faciles que les sentiers des régions plus vallonnées. En fait, ces descriptions concernent surtout la région centrale de l'Atakor. Si nous considérons le massif dans son ensemble, on remarque que :

1) Les plateaux sont presque inexistants a l'Ouest : la chaîne granitique Ifrak-Taessa paraît avoir été un obstacle à l'épanchement des coulées vers l'Ouest et ce rôle de barrière s'est affirmé au cours du dégagement progressif de ce granite. Aussi, sauf au Sud où les coulées ont contourné ou dévalé les pentes du relief granitique, on ne rencontre vers l'Ouest que de minces coulées de vallées. Les plus nettement conservées sont les coulées emboîtées ou étagées de Tan Okatine au Centre, et de Tit au Sud. Il est possible cependant que, par suite de la raideur des pentes du flanc Ouest de l'Atakor, bien d'autres coulées aient complètement disparu si l'on en juge par les nombreux petits témoins de basalte que l'on peut recenser un peu partout. Les seuls affleurements de basalte qui mériteraient le nom de plateau, à l'Ouest de la chaîne Ifrak-Taessa, sont de très petite taille :

— L'ensemble de coulées notées, ci-dessus, à l'Ouest des greniers d'Ilamane-village et de Tarhénanet et découpées en lanières par des oueds parallèles.

— Un petit plateau de 1-2 km sur 5, portant la cote 1625 sur la carte au 1/200 000 I.G.N. et situé à l'Ouest de la chaîne d'Ifrak (au Sud du point d'eau d'In Kaoukane sur l'O. Ifrak).

Mises à part ces deux exceptions, tout le flanc Ouest échappe à la définition d'un relief de plateaux étagés. Ici la topographie est essentiellement constituée par un réseau très dense de petites vallées profondes et grossièrement parallèles qui isolent des crêtes aiguës de schistes cristallins assez comparables aux « serres » des Cévennes. Sur le flanc Ouest en effet, l'essentiel du relief est taillé dans le socle. Celui-ci est profondément buriné sans apparition nette d'un modelé d'érosion différentielle.

2) Sur les flancs Nord-Ouest et Sud-Est, le modelé de dissection tend a l'emporter sur les restes de topographies anciennes recouverts de basalte :

a) *Au NO les basaltes couvrent encore une portion notable de la surface*, mais pas sous la forme de grands plateaux. Ce sont d'étroites lanières qui, sur photos aériennes, ressemblent à des chenilles processionnaires ou bien des coulées de vallées nettement plus récentes. Est-ce que les lambeaux de coulées alignés sur les interfluves étaient aussi à l'origine des coulées de vallées ? Ou bien résultent-ils de l'attaque par l'érosion de plateaux étendus du type des Tassa n'Djena ? Ce sont là des problèmes qu'il faudra tenter de résoudre, mais on peut remarquer dès maintenant une certaine dissymétrie des flancs Nord et Sud de la Koudia occidentale par rapport à l'axe de la ligne de faîte (Tahat-Assekrem). En effet, si l'on prend sur la ligne de faîte un point de départ identique à 2 400 mètres sur le plateau de Tidarhine n'Tamatante (O-SO de l'Assekrem), en évitant par conséquent les reliefs « acides » qui perturbent la régularité des plateaux basaltiques, la courbe de niveau de 1 600 mètres se trouve :

— Au Sud à une distance de 32 km au minimum, sur le plateau basaltique entourant l'Hechaguène, suivant la direction S-SO de la pente.

— Au Nord, à 25 km seulement, sur la mesa côté 1 617 m (à environ 6 km au S-SE du Selidrar) suivant la direction SN de la pente.

Nous obtenons des pentes de 25 °/₀₀ vers le Sud et 32 °/₀₀ vers le Nord qui, bien qu'approximatives, reflètent bien cette dissymétrie. Celle-ci est encore accentuée par l'avancée, à 7-8 km au Nord de la ligne de partage des eaux, des énormes tables de phonolite qui prolongent au Nord le massif de l'Assekrem, avec une altitude qui atteint encore 2 400 mètres. Dans cet environnement de hauts sommets tabulaires, les vallées du versant Nord paraissent, dès l'amont, plus encaissées que celles du versant Sud. La Koudia occidentale présente donc une dissymétrie topographique certaine, avec des pentes plus fortes vers le Nord pour les coulées basaltiques anciennes, et accentuée encore par la disposition des laves « acides ». Cette différence de pente pourrait donc expliquer, en partie du moins, la dissection plus poussée au Nord qu'au Sud d'anciens plateaux basaltiques.

b) *Au SE, la dissection paraît encore plus avancée sur le flanc méridional de la Koudia orientale.* Un réseau de petits affluents des O. Issedjène et Tandjète fait remonter très haut l'érosion venue de la bordure. Les cotes d'altitude de 1 555 m (O. Issedjène) et 1 591 (O. Tandjète) arrivent ainsi à 20 km de la falaise de l'In Taraïne-In Zouzame, dont les sommets se situent vers 2 400-2 550 mètres. La dissymétrie de la Koudia orientale est plus indiscutable encore que celle de la Koudia occidentale, mais de sens inverse. Les grands plateaux du versant Nord, dont le plus vaste est le Tassa n'Djena Nord, s'élèvent lentement jusqu'à l'In Taraïne-In Zouzame tandis qu'au Sud on constate une chute brutale, l'une des plus fortes dénivellations de l'Atakor. Ce grand abrupt, à la différence de toutes les autres dénivellations brutales, affecte essentiellement des coulées basaltiques anciennes, superposées sur 200 à 300 mètres au moins. Il suit la ligne de partage des eaux, suivant un tracé assez rectiligne orienté O-SO - E-NE. Pratiquement aucune morsure de l'érosion n'entame cette falaise. Ce bel escarpement ne porte aucun nom semble-t-il et je proposerai de l'appeler le Tesserlite, du nom de la piste chamelière qui en suit le pied au prix d'innombrables tournants dus aux entailles des ravins très nombreux qui prennent naissance à la base de la falaise.

Cependant, sur les crêtes entre ces vallées profondes du flanc Sud subsistent des témoignages d'anciennes coulées volcaniques à peine inclinées, nettement moins nombreuses toutefois qu'au NO. Ainsi par exemple, on peut citer la coulée allongée NS à l'Est de l'O. Tandjète à l'altitude de 1 750 mètres environ, ou encore le plateau d'Iglen, exactement à la même altitude (1 750 mètres), mais formé de phonolites (fig. 3). Si nous cherchons à calculer les pentes des flancs Nord et Sud de cette Koudia orientale à l'aide des vestiges de plateaux, nous choisirons pour origine commune la cote de 2 500 mètres juste à l'Ouest du point coté 2 551 mètres sur la ligne du faîte.

— Au Sud, suivant la direction N-NO-S-SE qui est celle de la pente générale perpendiculairement au Tesserlite, la courbe 1 750 mètres se trouve à 25 km à l'Iglen.

— Au Nord, la même courbe se rencontre seulement à l'Ouest de l'O. Timédouine (à environ 10 km au S-SE d'Hirafok) à 31 km de distance.

Les pentes correspondantes sont donc de 30 °/₀₀ au Sud et de 25 °/₀₀ au Nord. Nous retrouvons, par une curieuse coïncidence, la même dissymétrie de pente, avec les mêmes valeurs que dans la Koudia occidentale, mais en sens inverse. Dans l'Atakor occidental la pente est plus forte au Nord tandis que dans l'Est elle est plus forte au Sud. Dans les deux cas, ces flancs en pente plus forte correspondent à des régions où la dissection des anciennes topographies est plus avancée que dans les régions SO et NE. Cette pente plus forte, de l'ordre de 30-32 °/₀₀, suffit-elle à expliquer cette différence de comportement de l'érosion ? Ou bien la couverture basaltique était-elle moins continue, assurant une protection moins efficace ? Il faut remarquer aussi :

— que les oueds responsables de cette dissection plus poussée rejoignent le Tekouiat au NO et l'Igharghar du Sud au SE, c'est-à-dire les grands oueds les plus favorisés par leur niveau de base plus déprimé en bordure de l'Atakor ;

— que l'érosion n'a pas rencontré le long de ces oueds, des talus de roches cristallines comme l'Issekram-Hechaguène au SO ou l'Abarga au NE ou des massifs granitiques comme l'Ifrak-Taessa à l'Ouest.

On peut noter une différence entre ces régions disséquées : l'apparition, très récente, de petits volcans sur toute la bordure orientale et méridionale de la région NO a modifié brutalement les conditions de l'érosion dans ce bassin où pratiquement toutes les vallées ont été obstruées, du moins temporairement, par les coulées issues de ces volcans. Au Sud-Est, au contraire, l'érosion n'a connu aucune entrave et le creusement s'est poursuivi librement.

3) Les ensembles de plateaux étagés prennent l'Atakor en écharpe du SO au NE et se poursuivent sans interruption jusque dans l'Aleksod noir. Ils changent simplement d'inclinaison au passage de la ligne de faîte : dans l'Atakor occidental, ils s'inclinent d'environ 25 °/₀₀ vers le Sud, dans l'Est, avec une pente identique, vers le Nord. Sur la carte, ils se présentent comme deux triangles d'importance égale (40 km du Nord au Sud et environ 30 km d'Est en Ouest pour chacun d'eux, leurs surfaces au-dessus de 2 200 mètres sont très voisines) réunis par une de leurs pointes, comme deux figures homologues par rapport à ce point de contact qui serait le coin SO de l'In Taraïne. Au NE, accolé à l'Atakor oriental, l'Aleksod noir présente la même dissymétrie caractéristique avec un talus très raide, rectiligne, orienté O-SO - E-NE (de l'In Toukfissine à l'In Akaramram), décalé de 25 km vers le Nord par rapport à celui de l'Atakor oriental. Le flanc Nord de l'Aleksod descend en pente relativement douce, mais sa dissection est très avancée à cause du niveau de base très déprimé de l'O. Telohat. Celui-ci, à la terminaison Sud de la longue plaine de l'Igharghar Nord, fait remonter la courbe de niveau 1 550 (dans son affluent, l'O. Tirahatine) jusqu'à 14 km à vol d'oiseau de la courbe 2 200 qui entoure les plateaux culminants, soit une pente de 46 °/₀₀. Or dans l'Issedjène, nous avons vu cette même courbe 1 550 à 20 km de celle de 2 550 soit une pente comparable de 50 °/₀₀. Dans l'Aleksod, cette érosion violente s'est attaquée aux pentes douces du plateau volcanique qui a été très profondément disséqué et émietté. Elle n'a laissé subsister qu'un petit plateau sur la ligne de partage des eaux d'environ 70 km² de superficie tandis que de nombreux témoins s'éparpillent à l'Ouest, à l'Est et, plus rares, vers le Nord sur les crêtes les plus élevées. Au contraire, l'abrupt au Sud a un tracé plus rigide encore que le Tesserlite ; il ne présente pas cependant un escarpement aussi spectaculaire car sa dénivellation n'est que de 150-200 mètres au-dessus de la haute surface sommitale du bourrelet. A son pied prennent naissance de petits oueds à pente faible qui descendent lentement vers le Sud. Vers le Sud et vers l'Est, les grands plateaux de basalte disparaissent très rapidement : c'est par erreur que le Senane (2 200 mètres) au Sud de l'Aleksod a été indiqué sur la carte hors texte du flanc Nord dans la couleur des « vieux basaltes ». Il s'agit, en fait, d'un « château fort » de roches volcaniques plus « acides ». Ce sont ces roches qui pointent à la surface du bourrelet dans la région de Tazrouk et vers l'Est. Cette disparition de la couverture basaltique, presque sans mesas témoins, est étonnante vu la faible pente à la surface du bourrelet. On est donc amené à supposer que les plateaux volcaniques ne devaient pas s'étendre très loin vers l'Est, au-delà de la région de Tazrouk et de Bloumet.

Ainsi, sur les flancs de l'Atakor, s'opposent des régions de vieille topographie, conservées sous la protection des basaltes au SO et au NE (mais probablement pas à l'Est ?) et des régions de vallées denses et profondes, donnant naissance à un fouillis de petites crêtes : Ouest, NO, SE de l'Atakor ainsi que Nord de l'Aleksod. Or, ces vallées dont la densité est un facteur de diversité régionale donnent, par leur nombre et leur profondeur, une topographie très originale au massif par rapport au reste du Hoggar.

C. — L'ORIGINALITÉ DU MODELÉ DE DISSECTION TRÈS DÉVELOPPÉ EN CONTREBAS DES PLATEAUX

CES VALLÉES ONT UNE MAGNIFIQUE DISPOSITION RAYONNANTE A PARTIR DES SOMMETS. Ainsi autour du centre de dispersion qui n'est pas ponctuel, mais une ligne de 20 km allant du Tahat à l'Assekrem, partent quinze cours d'eau orientés vers le Nord, le N-NO, le NO, le SO, le S-SO, le S, le S-SE et le SE. Vers l'Ouest toute une série d'oueds complètent l'éventail mais avec une origine un peu décalée, dans le massif de l'Amdjer. Pour que le dispositif soit parfait, il ne manque que les directions de secteur E à N-NE. Or cette direction n'est pas inconnue, elle est même mieux représentée dans l'Atakor oriental que ne l'indique la carte I.G.N. au 1/200 000, puisque l'O. Tesselsel (partie amont de l'O. Idelès) suit la direction O-SO - E-NE à SO-NE sur près de 14 km à partir de son origine dans l'In Zouzame (P. Rognon, 1960 b). Mais entre l'Assekrem et l'In Zouzame existe une zone où la belle disposition rayonnante s'interrompt : la ligne de partage des eaux est Est-Ouest et toutes les directions hydrographiques sont Nord-Sud. Dans l'In Zouzame et plus à l'Est, cette ligne de partage s'oriente SO-NE et, en dehors de l'O. Tesselsel, de l'O. Kefate et de l'O. Aharouah (orientés O-SO - E-NE), les oueds s'orientent plus volontiers perpendiculairement à la ligne de faîte. Sur la bordure Est de l'Atakor oriental, la direction « rayonnante » est encore représentée par des oueds O-SO - E-NE (Asselissane, Tileline, Eferezi), mais l'essentiel de l'hydrographie s'oriente en fonction de la ligne de faîte, reportée à 25 km au Nord dans l'Aleksod.

Ainsi le dispositif rayonnant n'a pas un centre unique comme cela apparaît sur les cartes à petite échelle. *En fait la région de divergence est essentiellement localisée dans la Koudia occidentale* mais, vers l'Est, la ligne de partage des eaux est une ligne brisée EO, SO-NE, NS et enfin EO. L'Atakor oriental échappe donc presque entièrement à cette disposition divergente du réseau hydrographique. Cependant, la règle quasi générale des tracés des oueds dans l'Atakor est une adaptation très fidèle aux pentes topographiques et à celles des lambeaux de coulées et, au contraire, une totale indifférence envers les autres influences structurales. L'exemple le plus étonnant de cette indifférence est fourni par l'O. In Daledje qui après avoir coulé NO-SE depuis le voisinage de l'Assekrem, puis Nord-Sud, décrit un coude exactement à 90°. Il s'engage alors dans une gorge profonde et rocheuse en contrebas des crêtes Nord-Sud de roches dures, pour aller contourner par le Nord le massif granitique de l'Aheleheg et rejoindre l'O. Tahifet auquel il reste très longtemps parallèle. Or, dans le prolongement de son cours NS existe une trouée entre l'Aheleheg et l'In Tounine, dans des roches moins résistantes avec, même, une zone mylonitisée et un tracé direct pour rejoindre l'O. Tahifet par l'Ouest de l'Aheleheg. Cette indifférence manifeste se traduit par des influences structurales locales et désordonnées. A. Cornet, dans son cours sur l'hydrologie du Sahara à l'Institut de Recherches Sahariennes (1961), avait noté cette « succession de tronçons étroits et filiformes plus ou moins encaissés dans le socle cristallin et raccordant entre eux des biefs où la vallée, beaucoup plus large, comporte d'importantes alluvions réparties en terrasses ou simplement étalées dans la cuvette ». « Ces vallées du Hoggar reflètent dans leur forme le caractère fragmentaire des cours d'eau. »

CES VALLÉES PRÉSENTENT DES CARACTÈRES D'EXTRÊME JEUNESSE AVEC UNE TENDANCE GÉNÉRALISÉE AU CREUSEMENT LINÉAIRE. P. Bordet (1952, p. 51) avait déjà attiré l'attention sur ce problème et, en particulier, sur deux caractères originaux de ces vallées :

a) Le creusement « n'est pas en rapport avec l'altitude du massif drainé » et « la profondeur (des vallées) par rapport à la cote moyenne de la surface topographique reste généralement inférieure à 100 mètres ». Cette impression est effectivement curieuse car on s'attendrait plutôt à voir l'encaissement augmenter vers l'amont, vers d'éventuels « bassins de réception » de ces oueds torrentiels. Cette règle n'est certes pas tout à fait absolue et en dehors des plateaux basaltiques, l'enfoncement des oueds est plus variable dans le socle, dépassant nettement les 100 mètres, mais sur de courts tronçons, par exemple dans les O. Tandjète ou Issedjène ou encore dans la gorge de l'O. Temorte. Ou bien au contraire, l'enfoncement peut être très réduit comme sur les tronçons des O. Taramaste ou Tarhenanet à l'aval de la Taessa. Mais dans les plateaux basaltiques, cette uniformité du creusement est particulièrement étonnante. P. Bordet l'interprète en faisant intervenir une altération régulière à la base des coulées : les oueds n'ont fait que « crever la carapace des basaltes anciens », « déblayer les roches cristallines altérées sous-jacentes » et se sont arrêtés « sur les roches fraîches situées plus bas ». C'est une explication très simple, mais nous verrons que cette altération discutable est assez localisée et que les oueds sont souvent enfoncés dans plusieurs dizaines de mètres de roches cristallophylliennes saines. Cette explication ne me paraît donc pas suffisante et n'est vérifiée que localement.

b) Corrélativement, « la largeur de ces lits n'augmente pas sensiblement avec leur longueur ». « Il est souvent difficile d'apprécier à quelle distance on se trouve de leur tête ». Comme la précédente, cette observation s'applique surtout aux vallées des grands plateaux basaltiques :

1) **Dans les régions de socle, la largeur des lits est extrêmement irrégulière,** en particulier dans les massifs granitiques où des vallées paraissent extrêmement amples parfois à quelques kilomètres de leur origine comme dans l'O. Adarou (Ouest du Tahat) ou les deux branches de l'O. Ilamane (SO de l'Ilamane) puis se rétrécissent en sillons très étroits ou même en véritables traits de scie. En effet les régions de socle offrent des possibilités d'incision très rapide surtout le long de zones de fractures, de mylonites ou même de diaclases et les oueds les utilisent pour s'engouffrer dans des gorges courtes, rectilignes, mais extrêmement profondes (par ex. au N et au S du Tesselite Lehete à 30 km au NO de Tamanrasset). Ces gorges trahissent l'extraordinaire tendance qui pousse les oueds au creusement vertical dès que la roche le permet. Il y a là un fait général et extrêmement important.

2) **Dans les régions de plateaux basaltiques, l'élargissement est plus uniforme et assez monotone sur une même vallée** (O. Issakarassène à l'aval ; O. Tarhoumoute par exemple). La largeur reste constamment de l'ordre de 20-30 mètres et les oueds sont assez rectilignes, avec quelques courbes irrégulières, mais très rarement de vrais méandres (excepté l'O. In Dalèdje au N de l'Aheleheg par exemple). Or ce sont les méandres qui contribuent à l'élargissement progressif vers l'aval. S'ils n'ont pas pu se développer ici, c'est non seulement à cause de l'irrégularité, sans doute très ancienne, des débits, mais aussi parce que la vallée au-dessous des basaltes, n'est pas taillée, justement, dans la roche altérée mais très vite dans un substratum très résistant. Cette roche fraîche a bloqué l'évolution des méandres, mais aussi l'évolution latérale des versants sous l'effet du ruissellement. On en a d'ailleurs la preuve quand on arrive vers le haut des vallées car celles-ci, à 10 km de leur origine en moyenne au S, à 4-5 km au N (pour la Koudia occidentale) s'évasent brusquement avec des versants très doux. Ce changement s'explique en partie par une modification des mécanismes de l'érosion avec l'altitude, mais la cause principale est lithologique : ces hautes vallées sont taillées dans les empilements de basalte dont les coulées inférieures sont souvent réduites en argile. Aussitôt les oueds divaguent par variations latérales du lit sur un fond tapissé de blocs entre des rigoles anastomosées, processus normal d'élargissement des vallées en régions semi-arides. La charge augmentant vers l'aval, les vallées s'élargissent mais uniquement jusqu'à la disparition de ces roches tendres vers l'aval. Le ruissellement aussi agit beaucoup plus rapidement et créé toute une topographie de glacis étagés.

c) Comment expliquer ces deux anomalies ?

On peut penser que les débits n'augmentent pas progressivement vers l'aval par suite du caractère très local et échelonné dans le temps des orages, qui n'entraîne pas d'écoulement sur tous les affluents à la fois. Or cette explication est valable pour les régions sahariennes plus vastes et plus basses, mais ici le caractère orographique des pluies tend à uniformiser les conditions, au moins à la superficie, très restreinte, de ces bassins versants. On doit plutôt invoquer, semble-t-il, le manque de hiérarchisation de ces vallées qui résulte de leur disposition rayonnante.

1) **En haute montagne, les oueds jusque vers 2 000 mètres d'altitude sont parallèles, de longueur quasi identique,** sans confluences notables et sans bassins de réception particulièrement développés à l'amont. Les oueds de la chaîne de l'Ifrak et de la Taessa en zone granitique, ceux des plateaux basaltiques méridionaux (en particulier l'Atalisse et l'Amsa, parallèles sur 16 km à vol d'oiseau alors que leurs thalwegs sont souvent à 400 mètres l'un de l'autre !) ou septentrionaux (il faudrait presque les citer tous !) sont des cours d'eau d'importance tout à fait semblable. Ils doivent donc écouler des débits suffisamment voisins pour que les conditions de l'érosion ne dépendent que de la résistance des roches du substratum.

2) **Les premières confluences importantes se situent seulement dans la montagne « moyenne »** (1 600-1 900 mètres) quand les oueds se libèrent légèrement de l'influence prédominante de la pente générale :

— vers 1850-1885 mètres sur l'O. Tarouda-Idelès ;
— vers 1900 sur l'O. Idjef Melène qui collecte tout le flanc Nord de la Koudia orientale ;
— vers 1850-1950 pour l'O. Issakarassène lorsqu'il se libère de l'influence décisive de la pente NS pour s'orienter Est-Ouest ;
— vers 1600 seulement pour l'O. Adarou, en zone granitique où son enfoncement a été favorisé par des lignes de faiblesse ;
— vers 1650 pour les Oueds du Sud de la Taessa et pour l'O. Tamanrasset (confluence des O. Terharharte et Tarhoumoute).

3) **Les véritables différenciations entre les réseaux n'apparaissent que sur les bordures de l'Atakor,** lorsque les contraintes de la pente générale s'atténuent réellement. Les vallées d'ailleurs s'élargissent assez rapidement alors que, justement, leurs débits renforcés pourraient permettre un creusement plus actif. Cet enfoncement généralisé est donc lié essentiellement aux pentes fortes de l'Atakor, même avec des débits très inférieurs. C'est là une constatation très importante. En effet, prenons le cas des bassins des oueds du plateau basaltique SO :

— *A plus de* 2 000 *mètres les bassins sont assez comparables* : 85 km² pour l'O. Tamanrasset, 126 pour l'O. Tit et 161 pour l'O. Outoul. Ils deviennent absolument comparables si l'on considère les superficies à l'aval des premières confluences, c'est-à-dire à plus de 1 500 mètres avec respectivement 376, 389 et 387 km².

— *Au contraire sur le piedmont, les superficies au-dessus de* 1 000 *mètres sont radicalement différentes* avec 520 km² pour l'O. Tamanrasset, 1 442 pour l'O. Outoul et 1 121 pour l'O. Tit. Le cas de l'O. Tamanrasset est particulièrement curieux avec son bassin en étroit fuseau, moins développé à 1 000 mètres que celui d'un tout petit oued du flanc Ouest comme l'O. Iheri qui ne compte que 44 km² au-dessus de 2 000 mètres, 191 au-dessus de 1 500 mètres, mais 911 km² au-dessus de 1 000 mètres.

Ainsi, tandis que les bassins versants paraissent très comparables en montagne à cause de la très faible hiérarchisation, les oueds changent totalement d'importance relative par le jeu des concentrations dès qu'ils se libèrent de la contrainte des fortes pentes.

Cette constatation appelle cependant deux remarques :

a) *Cette concentration sur le piedmont s'effectue par captures.* Plusieurs exemples magnifiques et subactuels (dernier Pluvial) peuvent être observés : captures de l'O. In Daledje (P. Rognon 1960 a, p. 45) ou de l'O. In Efgoret par l'O. Iheri etc. Or ces captures exigent un ruissellement assez dynamique sur le piedmont, lors de périodes pluviales. Au contraire à l'heure actuelle, les oueds « inadaptés » favorisés par leur bassin versant à l'amont creusent plus facilement que de petites ravines du piedmont, mêmes favorisées par la lithologie.

b) *Cela dépasse le problème des captures :* sous le climat actuel, le dynamisme des oueds dépend avant tout de leur bassin versant en altitude où les pluies sont plus abondantes. L'O. Tamanrasset avec ses 376 km² au-dessus de 1 500 mètres a une toute autre importance que l'O. Iheri qui n'en a que 191. On peut dire que sur le piedmont, la hiérarchie des bassins versants se modifie totalement et de façon très inattendue, mais le dynamisme des oueds reste fonction de l'importance des bassins versants dans la montagne. Seules ces parties amont des oueds restent réellement vivantes et sans doute y-a-t-il actuellement dans la montagne une tendance à l'accentuation de la concavité des profils longitudinaux ?

CES VALLÉES ONT DES PENTES PARTICULIÈREMENT FORTES :

En mesurant les longueurs des oueds au curvimètre sur la carte au 1/200.000 (après rectification des tracés à l'aide des photos aériennes), on obtient des PENTES MOYENNES dont les valeurs sont certainement un peu exagérées vu la petitesse de l'échelle. Cette erreur est cependant modérée par la rareté des méandres le long de ces oueds. En tenant compte de cette réserve, nous trouvons, entre l'origine des oueds et la courbe de niveau 1 500 mètres, qui correspond généralement au débouché de la montagne, les pentes suivantes :

1) Moins de 25 °/₀₀ pour les grands oueds :

— 15 °/₀₀ *pour l'O. Tesselsel-Idelès* qui parcourt 60 km, avec de longs tronçons rectilignes NS avant de déboucher dans une première petite plaine (cote 1509 au Sud de l'Assemdi n'Eyesse). Or la pente des plateaux volcaniques entre la tête de l'O. Tesselsel (2 400 mètres) et le plateau d'Assemdi n'Eysse est à peine plus forte, à vol d'oiseau : 18 °/₀₀.

— 12 °/₀₀ *pour l'O. Tazoulet* (60 km). Issu de plateaux un peu moins élevés (2 200 m dans l'Aleksod), il descend très lentement la pente de la haute surface du bourrelet vers le Sud (7 à 10 °/₀₀ suivant les affluents), mais s'engouffre ensuite dans des gorges où sa pente est extrêmement forte. Par un profil bien plus irrégulier, il atteint une pente très comparable à celle de l'O. Idelès.

— 18 °/₀₀ *pour l'O. In Daledje* (50 km), né vers 2 400 mètres, qui, lui aussi présente un tracé assez indécis et une pente assez faible dans la région de l'Hassi Izernène, avant de s'engouffrer dans une gorge très étroite, à pente très forte au Nord de l'Aheleheg.

— 18 °/₀₀ *également pour l'O. Idjef Mélène* (40 km) qui prend sa source sous le nom d'O. Ouan Télène assez bas (2 200 mètres) dans une coupure du grand plateau In Zouzame - In Taraïne. Comme les précédents, il présente une section moyenne en pente relativement faible, puis, vers l'aval des séries de gorges qui rachètent la dénivellation.

— 22 °/₀₀ *pour les oueds Atalisse-Outoul* (40 km) et Taroumoute-Tamanrasset (45 km) sur le flanc Sud, et également pour l'O. Issakarassène (32 km) sur le flanc Nord de l'Atakor occidental.

Nous trouvons donc un premier groupe d'oueds à pente relativement faible, qui rassemble toutes les vallées des grands plateaux basaltiques ou de la haute surface du bourrelet (O. Tazoulet). On peut remarquer d'ailleurs que les pentes diminuent depuis l'Ouest (22 %), puis le centre (18 % pour les O. In Dalèdje ou Idjef Melène entre les deux Atakor) jusque vers l'Est avec 15 ‰ pour l'O, Idelès et 12 ‰ pour l'O. Tazoulet. En allant encore plus à l'Est, à la surface du grand bourrelet, nous trouverions 9 ‰ pour l'O. Amandarh qui prend sa « source » à l'In Tezoul au NE de Tazrouk et descend très lentement vers le NE avant un coude à angle droit qui le fait déboucher, après une longue gorge à pente très forte, à l'Ouest du Serkout (feuille 1/200.000° Tazrouk). On peut donc penser que ces pentes « faibles » pour l'Atakor, sont essentiellement liées aux tracés surimposés dans les plateaux basaltiques et inadaptés sur la vieille surface orientale.

2) **De 30 à plus de 40 ‰ pour les oueds du SE** où les O. Issedjène et Tandjète dévalent avec des pentes respectives de 42 et 30 ‰ les reliefs, presque dépourvus de lambeaux basaltiques, situés au pied de l'escarpement du Tesserlite. Ces valeurs sont tout à fait en rapport avec la pente très forte que nous avions trouvée (50 ‰) pour la topographie moyenne dans ce secteur.

3) **De 25 à plus de 60 ‰ pour les oueds du flanc Ouest et Nord-Ouest :**

— 36 ‰ *pour l'O. Amassine-Téknéouine* qui descend droit au Nord à partir du bord Nord de l'Assekrem (2 400 mètres).

— 66 ‰ *pour l'O. Ifrak* qui naît sur le flanc Nord du Tahat (Kala Tasset) se dirige directement au N-NO vers le petit centre de culture d'Ifrak, et non pas vers le N-NE comme l'indique une grave erreur de la carte I.G.N. (P. Rognon 1960 b).

— 60 ‰ *pour l'O. Adarou* descendant directement du Tahat vers le NO.

— *enfin* 45 ‰ *pour l'O. Ilamane*, descendant aussi des flancs du Tahat (2 400 mètres) vers le Sud-Ouest.

Ces oueds de l'Ouest et du Nord-Ouest sont favorisés à la fois par l'altitude plus élevée de leur origine autour des points culminants (2 400 à 2 700 mètres) et par le tracé quasi rectiligne de leurs vallées, adaptées aux plus grandes pentes topographiques. Le record semble détenu par l'O. Tilok, qui descend vers l'Ouest depuis le massif de l'Amdjer (2 400 mètres) et atteint la cote 1 500 mètres en moins de 10 km avec une pente de l'ordre de 90 ‰.

Nous n'avons pris ici que des exemples d'oueds prenant naissance dans le « nœud » de vallées divergentes qui caractérise l'Atakor. Les oueds qui ont pour origine les plateaux bordiers ont des pentes moins accentuées : encore 27 ‰ pour l'une et l'autre des branches de l'O. Hirafok (Timédouine et Efeni) issus du Tassa n'Djena Nord (2 000 mètres), ou 25 ‰ pour l'O. Istène dont l'origine se situe à 2 100 mètres dans l'Aleksod. De même, dès la sortie du massif de l'Atakor, les pentes des grands oueds diminuent considérablement : ainsi l'O. Timesdelssine, entre les gueltas Timesdelssine (1 300 mètres) et la cote 1 000 mètres (en amont d'In Amguel), sur 35 km n'a qu'une pente moyenne de 8,5 ‰ alors que ces principaux constituants dans l'Atakor ont des pentes de 18 ‰ (O. Idjef Melène) à 66 ‰ (O. Ifrak). Pourtant, avec son grand bassin hydrographique de plus de 1 500 km² aux gueltas, l'O. Timesdelsine est certainement l'oued de l'Atakor qui garde le plus fort débit à son arrivée sur le piedmont.

Ainsi l'étude des pentes des oueds nous permet non seulement d'opposer les oueds « montagnards » à ceux des bordures et à leurs propres sections aval, mais aussi les oueds de la diagonale de plateaux SO-NE, aux oueds des flancs NO et SE qui ont des valeurs de pente de 3 à 5 fois plus grandes.

Cette forte pente se traduit par DE FRÉQUENTES IRRÉGULARITÉS DU PROFIL LONGITUDINAL. Lorsqu'elle s'accentue dans les gorges, on rencontre parfois des « chutes » brutales, verticales, de plusieurs mètres à la traversée d'une barre de roche dure (gueltas d'Imlaoulaouène à une quinzaine de km de Tamanrasset) ou d'une coulée volcanique. Le surcreusement au pied de ces chutes ou bien la formation de marmites par la simple accélération du courant sont les deux causes principales de l'existence des fameuses « gueltas » de l'Atakor. Cependant, ces excavations ne deviennent des points d'eau fréquentés par les troupeaux et les hommes que lorsqu'il existe à l'amont une petite nappe phréatique dans les alluvions d'un bief plus élargi. Ces alluvions qui correspondent aux sections où la pente diminue un peu n'occupent que d'infimes surfaces. Celles-ci ont été calculées par le Service de l'Hydraulique à l'amont des principaux centres de culture, donc en incorporant une portion d'oued au débouché de la montagne. Or, même ainsi, les surfaces obtenues sont négligeables (voir tableau ci-contre).

Ces surfaces, déjà très faibles, correspondent pratiquement toutes aux oueds les plus longs et à pente modérée. Sur les oueds du NO et du SE, il n'y a pratiquement pas d'alluvions en dehors du lit même de l'oued. Les alluvions actuelles sont d'ailleurs très différentes dans les vallées de la diagonale de plateaux basaltiques et dans celles des versants NO et SE et se traduisent par un net contraste de paysages. Mais ce contraste n'est pas celui que dicterait normalement la différence des pentes : en

effet, ce sont les oueds à pente « modérée » qui charrient de grandes masses de galets de toute taille, rendant la marche difficile dans le thalweg. Au contraire, les oueds à pente forte des flancs NO et SE transportent surtout des sables quartzeux et feldspathiques en zone granitique (O. Adarou, O. Ilamane, etc.). ou mêlés d'éléments fins plus abondants dans les zones de schistes cristallins (O. Issedjène ou O. Tilok par exemple). Cette granulométrie plus fine et plus homogène permet d'y circuler généralement en Land Rover et malgré la pente forte, qui fait terriblement chauffer les moteurs, j'ai pu ainsi remonter sur 10 à 20 km les O. Tilok et Adarou-Tekchouli ou à plusieurs reprises, les O. Tandjète et Issedjène. Or ces différences de granulométrie sont sous la dépendance directe de l'environnement lithologique, basaltique pour les premiers, cristallophyllien pour les seconds. Cet approfondissement plus rapide dans le cas des oueds sablonneux est-il dû à la présence d'une charge plus facilement transportable ? Cet élément d'explication vient s'ajouter à celui que nous avons tiré des différences de tracés des oueds, partiellement adaptés dans les basaltes et totalement adaptés (SE et NO) aux pentes topographiques du massif. Ces deux arguments n'expliquent que les différences de degré de l'enfoncement, mais pas ce phénomène général du creusement brutal et sans exception de tous les oueds qui caractérise le massif volcanique de l'Atakor.

	Bassin versant (km²)	Surface totale des des alluvions en amont (km²)	Rapport alluvions pour 100 km² de bassin versant
Tamanrasset	520	7,133	1,3
Outoul	570	5,480	0,9
Tit	743	4,520	0,6
Hirafok	348	3,0	0,8
In Amguel	4 503	16,0	0,3
Idelès	623	1,6	0,2

II. — LE ROLE ORIGINAL DU VOLCANISME DANS LA MORPHOLOGIE DE L'ATAKOR :

Le volcanisme a permis la conservation des grands fragments de topographie aplanie mais on est étonné de constater que la plupart du temps ce revêtement volcanique ne comprend qu'une seule ou deux coulées très minces, recouvrant le socle cristallin (P. Bordet, 1952, p. 29). En effet, malgré l'étendue de la zone volcanique et malgré son réseau hydrographique rayonnant, l'Atakor n'est pas une coupole construite par des éruptions volcaniques. Les deux Tassa n'Djena et tous les plateaux basaltiques qui flanquent la ligne de faite au NE et au SO ne représentent que de très minces coulées. Les coulées récentes dans les vallées s'étendent parfois sur plus de 10 km mais avec une épaisseur de quelques mètres seulement et bordées généralement par des versants taillés dans le socle. Même dans la partie centrale, les grandes falaises de l'In Taraïne-In Zouzame montrent des empilements qui ne dépassent pas 300-350 mètres dans les meilleures conditions. Cette faible importance des laves dans le volume total du massif est un caractère original qui différencie l'Atakor des grandes constructions réellement volcaniques où le réseau de vallées rayonnantes dépend effectivement des pentes du cône volcanique comme dans le Vogelsberg, le Cantal ou le Mont-Dore. Ce mince revêtement volcanique oppose aussi l'Atakor aux différents appareils où les laves se figent sur les versants amenant l'exhaussement continu de l'appareil comme c'est le cas pour le Demavend qui atteint 5 678 mètres avec une surface réduite de 400 km², soit le 1/6 de celle du Cantal, alors qu'il s'élève trois fois plus haut au-dessus de son socle. Or trois caractères opposent totalement Atakor et Demavend :

1) *Les laves dans l'Atakor sont sous-saturées en silice* comme l'a montré P. Bordet (1952, p. 47). M. Girod (1963 a) précise que ce « déficit affecte toutes les laves anciennes sans exception » et « les basaltes anciens sous-saturés correspondent au magma originel non différencié » (ankaratrites, basanites, basanitoïdes). Or ces basaltes anciens forment de très loin, la plus grande masse de laves épanchées. Il est vrai que d'autres facteurs interviennent : la teneur en gaz dissous et la pression subie par la lave à sa sortie [1] mais le déficit en silice est un facteur qui rend la lave particulièrement effusive.

1. D'après une expérience de G. Sabatier, le basalte serait d'autant plus effusif que la pression est plus faible au moment de de l'arrivée à la surface. Au contraire les trachytes et phonolites se solidifient d'autant plus vite, en arrivant à la surface, que la pression est plus faible.

2) *Les trachytes et phonolites, normalement plus visqueuses ne se sont pas épanchées en un seul point*, mais comme l'écrit P. Bordet (1952, p. 26) : « tous les appareils de l'Ahaggar aussi bien basiques qu'acides sont simples : ils ont été formés chacun par une seule éruption, de courte durée semble-t-il. Un volcan éteint ne s'est jamais remis en activité » et « l'activité ne s'est donc pas concentrée en un point, comme il arrive souvent, ni le long d'une fracture ; elle intéresse une région de dimension importante sur laquelle se sont répartis un grand nombre de petits appareils autonomes » à la différence des volcans énormes des Andes, du Tibesti ou de l'Etna où les explosions se reproduisent au même endroit.

3) *Dans l'Atakor, les épanchements les plus anciens ont eu lieu sur une surface presque plane.* Cette absence d'obstacle a permis l'étalement de la lave, contrairement à ce qui s'est passé au Demavend où un important relief jurassien en structure sédimentaire plissée a gêné l'épanchement des coulées.

L'Atakor diffère aussi des appareils de laves acides (type rhyolites) accompagnées d'énormes quantités de projections, comme les fameuses ignimbrites du Tibesti, analysées par P. Vincent (1963) et qui appartiennent à un magma différent. Dans l'Atakor, M. Girod a montré que les laves saturées ou excédentaires en silice (trachytes p.p., rhyolites, domite et dacite) appartenaient aussi à un magma différent de celui des basaltes, des phonolites et bon nombre de trachytes : un magma de type granitique. Or ce type de volcanisme est très rare dans l'Atakor : dans son tableau, P. Bordet (1952, p. 42) évalue à 10 %, tout au plus 20 % étant donné l'incertitude concernant les trachytes, le nombre d'appareils « acides » formés de roches saturées. Ces manifestations ont donc été très réduites et n'ont pas été accompagnées de projection de matières finement broyées, tenues en suspension dans des gaz très chauds qui s'agglomèrent en masse très compactes et cimentées pour donner les reliefs importants du Tibesti ou de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande.

A. — CET ASPECT « PELLICULAIRE » DU VOLCANISME A CONDUIT A DES INTERPRÉTATIONS BIEN DIFFÉRENTES

1) **Pour H. Butler cette faible épaisseur était la conséquence d'une érosion très importante** aux dépens de volcans qui « ont pu atteindre certainement 4 000 mètres d'altitude et même davantage » (1924 b). Ces volcans auraient donc été des constructions « classiques » mais complètement démantelées. « Si nulle part on ne trouve des volcans quelque peu complets, les intercalations puissantes de cendres, placées entre les coulées au voisinage des pics, montrent qu'ils ont existé » (1924 a). Il insiste, en effet, sur les formes d'érosion : « presque partout nous constatons l'inversion du relief ». (1924 b) et il oppose cela à la conservation des cratères, à l'absence d'inversion de relief qu'il a remarquée dans l'Egéré n' Settefen. Il montre que tous les sommets sont des tables isolées, restes de plateaux et par conséquent de coulées extrêmement élevées. Au contraire les anciennes cheminées qui ont dû être plus hautes que les coulées, sont en contre-bas parce que « les débris qui tombent, protègent la base tandis que le sommet s'amincit de plus en plus » (1924 b). Quelques-uns des ces culots sont encore entourés d'un manteau de tufs et de cendres, montrant que des « volcans complets ont bien existé là. » D'autres culots sont interprétés comme des necks, « bouchons de lave consolidée, complètement isolés et dégarnis jusqu'au soubassement granitique (1924 b, p. 67). D'ailleurs, il observe que les vallées sont souvent entaillées dans le socle sous-jacent, ce qui prouve une destruction extrêmement poussée. La conséquence de cette hypothèse est la grande ancienneté de ces volcans « tertiaires, puis quaternaires » (1924 a) pour laisser à l'érosion le temps d'effectuer une telle démolition.

2) **J. Bourcart (1925) sans aller jusqu'à des volcans hauts de 4 000 mètres admettait l'existence d'appareils importants** puisqu'il groupait par exemple dans un même appareil totalement démantelé le Tahat, le Tahelek mais aussi l'Ilamane, ce qui donnait un appareil d'au moins 6 km de diamètre minimum. « Ces appareils ont été complètement démantelés avant l'épanchement des basaltes des plateaux qui les recouvrent nettement au Tarouyant et à l'Ilamane » (1925, p. 380), mais dans « Voyage au Sahara » (1924, p. 68), il admettait que « les coulées et les appareils sont si remarquablement conservés qu'il paraît difficile de leur assigner un âge plus ancien que le Pliocène ». En effet pour J. Bourcart, l'érosion est très active sous climat désertique et cette période lui paraît suffisante, à la différence de H. Butler. Nous voyons apparaître le rôle que jouent les arguments

morphologiques dans ces conceptions opposées : « l'état de conservation des appareils volcaniques et des coulées est le seul indice que nous ayons pour déterminer leur âge » (H. BUTLER, 1924 a, p. 836).

3) **P. Bordet a encore plus abondé dans le sens d'un volcanisme récent,** dont les paysages actuels seraient très proches des formes originelles. Montrant que le volcanisme « acide » était non pas antérieur aux premières manifestations « basiques » mais postérieur (1952, p. 15), il écrit que la morphologie des aiguilles « n'a pas dû varier considérablement depuis leurs éruptions ». Ces aiguilles ou ces dômes ne seraient pas des restes d'anciennes cheminées, mais des aiguilles de type péléen presque aussi fraîches que lors de leur apparition. D'autre part, ayant constaté l'importance de l'érosion dans les basaltes en particulier par l'action du climat actuel, P. BORDET pense que « l'érosion travaille beaucoup plus vite (dans l'Atakor) que dans la plupart des pays tempérés » (1953, p. 23). Aussi dans son article de 1952 (p. 56), exposant le problème de la datation de ce volcanisme, il écrivait que « les premières manifestations ne peuvent remonter bien loin dans le temps », mais en 1955, il parle pourtant d'« un important massif volcanique tertiaire » pour l'Atakor. En effet, en l'absence de tout autre moyen de datation, l'incertitude concernant l'évaluation du travail de l'érosion depuis la naissance des volcans laisse planer un doute sur la date de leur apparition.

4) **En 1955, J. Büdel remettait en cause cette datation « récente »** parce que, à son avis, les volcans sont tellement usés qu'on peut à peine localiser les formes originelles de ces anciennes éruptions. Il estime que la destruction de ces appareils a dû exiger l'érosion de grandes quantités de matériel, et, comme pour une telle ablation, « tout le Pléistocène (10^6 années) n'est pas suffisant », « la période d'épanchement des basaltes anciens doit être repoussée jusque dans le Tertiaire récent (Mio-pliocène) ». Pour les laves « acides », dont il admet la montée à travers les basaltes anciens, J. BUDEL pense « qu'elles remontent pour la plupart, encore au Pliocène ou tout au moins, à la limite plio-pléistocène ou jusqu'au Pleistocène le plus ancien ».

Ainsi la datation du volcanisme exige deux conditions qui n'étaient pas remplies à l'époque de ces travaux successifs :

— *une meilleure définition de ce qu'a été le volume montagneux vrai de cet ensemble volcanique,* problème qui sera l'objet d'une thèse de pétrographie commencée en 1961 par M. GIROD;

— *une meilleure appréciation de l'évolution morphologique du massif depuis l'apparition du volcanisme,* qui constitue l'un des aspects de ce travail que j'ai entrepris en 1957.

B. — L'ACCORD N'EST RÉALISÉ QUE POUR LA DERNIÈRE PHASE DE CE VOLCANISME

Or celle-ci est principalement représentée dans la Tahalra et le Manzaz par l'activité toute récente de petits volcans basaltiques [1]. Ils forment de vastes champs de laves d'où émergent encore les petits cônes de scories, avec même conservation de cendres accumulées sur les bords. « Chaque pluie en emporte un important volume : ce qui en reste prouve que les dernières éruptions ne sauraient remonter à plus de quelques millénaires. » « Une reprise de l'activité (dans la région d'Idelès) n'y serait en rien surprenante. » Ici le problème de l'évolution morphologique par conséquent ne se pose guère, pas plus que celui du volume montagneux originel, qui est sensiblement identique à l'actuel !

Il faut remarquer cependant l'ABSENCE DES MANIFESTATIONS ULTIMES QUI ACCOMPAGNENT D'ORDINAIRE LE VOLCANISME RÉCENT :

— *Absence de sources thermales actuelles,* sauf une source bicarbonatée signalée à l'Ouksem dans le Manzaz par P. BORDET (1952, p. 13) dans le cratère Sud. Or lors de mon passage en 1962, cette source était complètement tarie. L'on peut se demander si, dans le cas des volcans du Hoggar, du moins, l'origine des eaux alimentant les sources thermales étant les eaux infiltrées (et non par les eaux « juvéniles »), la cause de la disparition des

1. Tahalra et Manzaz appartiennent au même type de volcanisme que l'Egéré Settefen situé à 200 km plus au Nord qui d'après l'étude statistique de M. ROUMILHAC (« Cahiers Géol. » 1960, nos 58-61, p. 589-593) comprend 85 % de cônes basaltiques bien visibles, 13 % de cônes très effacés et cratères d'explosion et 2 % de cumulovolcans de laves visqueuses sur 208 appareils. Pour l'Atakor, (P. BORDET, 1952) les proportions seraient respectivement de 8, 10 et 82 % c'est-à-dire pratiquement inversées (150 appareils dénombrés). Au Tibesti occidental d'après S. PICHARD (Cahiers géol. 1960, nos 58-61, p. 594-98), les proportions seraient 77 %, 14 % et 9 %, très comparables à l'Egéré, mais avec une toute autre ampleur : 32 km² par volcan (205 appareils pour 6 500 km²) contre 13 dans l'Egéré (208 appareils pour 2 800 km²). La différence ne tient pas tant au nombre relatif de cratères d'explosion parmi les appareils qu'à leur gigantisme (les cratères du Toussidé ou du Trou au Natron ont des diamètres 100 à 150 fois plus grands que les petits volcans situés sur leur pourtour, leur diamètre moyen est de 840 mètres).

sources ne pourrait pas être l'aridité du climat. La seule source thermale reconnue, la « Tahbort » (Source Chapuis) au pied de l'Ad. Haggarène au NE de Tamanrasset se situe en dehors du volcanisme, le long d'un tracé de fracture. L'analyse des eaux de cette source indiquerait ici au contraire la présence de sulfates. On retrouverait les mêmes observations que celles faites dans l'Ouest du Cameroun par D. Chatonier et M. Lasserre (Bull. Soc. géol. Fr., 7e série, t. 2, n° 1, p. 19-27) où les sources en zones volcaniques sont bicarbonatées, tandis que celles situées en zone granitique sont sulfatées, mais que toutes ces sources minéralisées sont davantage liées aux fractures qu'aux cratères (ce qui renforcerait cette hypothèse de circulation d'eau d'origine non volcanique).

— *Absence de solfatare,* excepté peut-être une que C. Kilian a signalé oralement à M. Lelubre sur le flanc Nord du Tahat, mais que je n'ai pas pu retrouver malgré de nombreuses recherches.

— *Faible fréquence et faible importance des séismes* comme l'a montré A. Grandjean (1962) sur une période d'observation très courte il est vrai.

Ces deux ensembles de volcans récents recouvrent eux aussi le socle d'une simple pellicule de basaltes et dans les entailles de quelques vallées, le socle apparaît sous une ou deux coulées, généralement subhorizontales. Ces basaltes se sont répandus sur la surface régulière des piedmonts de l'Atakor qui ne présente guère que de rares reliefs. De petits inselbergs qui percent les basaltes comme le Taderaze au NO d'Idelès (Manzaz) qui s'élève de près de 400 mètres au-dessus des « cheires », ou bien la grande crête granitique Est-Ouest qui pointe hors des coulées à environ 20 km à l'Est de Silet (Tahalra). Mais cette surface est curieusement ployée dans les deux cas, suivant un axe approximativement O-NO - E-SE :

a) *Dans le Manzaz* : Alors que, au Sud, les coulées s'étalent en très vastes bas plateaux vers 1 450-1 500 m sur près de 20 km de largeur, au Nord, brutalement, les altitudes s'abaissent à 1 100 mètres en 20 km également. A la topographie de bas plateaux, fait suite une topographie de coulées de vallées, si nombreuses qu'elles ont presque totalement ennoyé la topographie. Mais le contraste est brutal de part et d'autre d'une ligne E-SE - O-NO passant par le Taderaze et l'Ouksem.

b) *Dans la Tahalra,* pour la partie Est du moins, la même dissymétrie se retrouve, mais inversée : ici c'est au Nord que s'étendent les « cheires » et les bas plateaux surmontés de petits cônes, paysages auxquels les Touareg donnent le nom de « tamenzest » (tan Selbourak, tan Relatouaï, tan Ilefen du nom des oueds qui les drainent). Au Sud, au contraire, la pente est très forte avec les entailles parallèles des affluents de l'O. Tinef. Tandis qu'au NE, les plateaux se tiennent aux environs de 1 400 mètres (altitude à peine plus basse que ceux du Manzaz) sur près de 25 km depuis la bordure NE jusqu'au Ras Timarhratine, les altitudes s'abaissent brutalement de 1 400 à 1 100-1 150 mètres en 10 à 12 km à peine vers le Sud.

Or j'ai pu vérifier en détail dans le Manzaz, que cette sorte de brutale dissymétrie n'était pas due à une accumulation dissymétrique de produits volcaniques et l'examen des photos aériennes amène à la même conclusion semble-t-il pour la Tahalra. Le revêtement de coulées basaltiques reste toujours très mince et d'épaisseur presque constante et *c'est le socle qui présente ces pentes dissymétriques, exactement comme dans l'Atakor.*

CONCLUSION :

L'Atakor, la Tahalra et le Manzaz malgré leurs 5 175 km² de superficie présentent partout le même caractère de pellicule volcanique recouvrant un élément de socle qui est responsable des fortes altitudes et des dissymétries constatées :

a) **L'importance des épanchements est très faible** par rapport aux autres grands appareils volcaniques africains comme le Tibesti (où l'épaisseur des basaltes peut atteindre 1 000 à 1 500 mètres), le Cameroun ou même l'Harroudj, qui presque essentiellement basaltique (mis à part quelques pitons de phonolite à l'extrême Sud et la grande caldeira d'el Namous), est nettement plus vaste que l'Atakor, mais extrêmement plat. Aussi P. Bellair (1955) a-t-il émis l'hypothèse du caractère « abortif » de ce volcanisme dont l'essentiel des laves n'aurait pas atteint la surface. Restant en profondeur ces laves auraient provoqué un soulèvement du socle et seraient la cause d'anomalies de la déclinaison magnétique, mais cette hypothèse devrait être étayée par des séries de mesures géophysiques. Cette idée ne fait que renforcer l'hypothèse de P. Bordet selon laquelle « ce bombement (du socle) est un phénomène postérieur au début de l'activité volcanique » (1952, p. 53). Le volcanisme associé ordinairement aux zones de fractures et d'effondrement paraît lié ici « à une déformation plastique et à un bombement » (p. 57).

b) **Le socle, dans l'Atakor, monte jusque vers 2 500 mètres entre le Tahat et l'Assekrem** et c'est sans doute l'un des points les plus hauts du Sahara car si tout près du Toussidé, B. Gèze a signalé

un petit pointement, non cartographiable, de roches granitiques portées à environ 2 600 mètres, le socle au Tibesti reste sur les bordures (par exemple au Nord où il est bien visible) vers 1 000 m d'altitude et arrive parfois jusqu'à 2 000 m (P. VINCENT, 1963). Dans l'Atakor, au contraire, il s'élève de toutes parts jusqu'à 2 000 mètres environ, même à la base des vastes plateaux du Tassa n'Djena Nord et, sauf près de la ligne de faîte il se situe généralement à environ 10-20 mètres sous la surface des basaltes. Il a donc une importance bien plus grande que les laves dans le volume total de la coupole de l'Atakor.

III. — LA PLACE PRÉPONDÉRANTE DES AFFLEUREMENTS DU SOCLE DANS L'ATAKOR ET SES BORDURES.

Dans le cadre des limites définies ci-dessus, il est assez difficile de mesurer exactement la superficie de « l'Atakor et de ses bordures » à cause de l'imprécision même de ces limites surtout à l'Est. On peut cependant estimer cette superficie à 13 000 km² ou, pour rester prudent, à plus de 12 000 km² pour l'Atakor-Aleksod. Or, le volcanisme même en incorporant l'Aleksod, s'étend à peine sur 2 175 km² : on peut donc en conclure que les affleurements du socle s'étendent sur une superficie presque 5 fois égale à celle du volcanisme.

Ces affleurements sont formés essentiellement de roches suggariennes, (les plus anciennes du Précambrien) alors que les volcans du Tibesti reposent en partie sur des séries sédimentaires : cambro-ordovicien à l'Ouest (Toussidé) et Continental intercalaire (grès de Nubie au Tarso Ourari) au Nord et partiellement sur le socle. Ce socle est formé d'ailleurs par du Pharusien, sauf vers l'Est, au Tarso Tieroko, où affleure un peu de Suggarien. Il y a donc a priori une plus grande homogénéité dans les affleurements du substratum de l'Atakor. L'âge géologique ne signifie cependant pas grand chose pour les paysages morphologiques et si le Suggarien se caractérise souvent par de vastes affleurements monotones, il est remarquable au contraire dans l'Atakor par la diversité des roches affleurantes.

A. — EXTENSION ET DIVERSITÉ DES ROCHES GRANITIQUES :

Ces granites présentent une très grande variété qui contraste avec les énormes affleurements de la Tefedest au N-NO ou d'Anfeg au Sud (*cf.* carte géologique B.R.G.M., Ft-Laperrine, 1/500 000) ou plus au Sud encore, les énormes affleurements de plus de 220 km (du Nord au Sud) près de la bordure tassilienne (Timgaouine, Tin Rerho, In Ebbegui).

1) *AU SUD-OUEST ET AU SUD-EST, DEUX AFFLEUREMENTS SONT RELATIVEMENT ÉTENDUS :*

AU SUD-OUEST, le granite affleure largement entre l'Atakor et la Tahalra sur plus de 25 km du Nord au Sud avant de disparaître sous les coulées récentes de la Tahalra. D'Est en Ouest, il s'étend sur près de 20 km de Tamanrasset à Tit, drainé par l'O. Outoul. Ce « *granite de l'O. Outoul* » appartient probablement au granite type Tefedest, le plus ancien (M. LELUBRE, 1952 a, I, p. 237). C. REBOUL, H. MOUSSU et L. LESSARD (1962, p. 23) constatent que les paramètres de ce granite sont cependant un peu différents de ceux de la Tefedest (les plagioclases sont l'oligoclase/andésine) mais ce massif a « une bordure de migmatites assez comparable ». Il se rapproche plutôt du granite d'Anfeg. Or les granites de la Tefedest et d'Anfeg appartiennent tous deux à la plus ancienne granitisation, datant de la fin de la phase majeure du plissement (M. LELUBRE, 1952 a, I, p. 247), puisque la granitisation affecte des roches métamorphiques déjà plissées.

AU SUD-EST, *le granite d'Alaounéfi ou de Tit n'Oudad*, allongé du Nord au Sud sur plus de 30 km (carte B.R.G.M. 1/500 000 - Tazrouk) n'avait pas été classé par M. LELUBRE. Les géologues du B.R.G.M. (B. GUERANGÉ, C. REBOUL et R. BYRAMJEE, 1956-1957, p. 5) le rangent également dans le type Tefedest. Il borde à l'Est le vaste bassin versant de l'O. Tahifet qu'il domine par un talus très net. Au contraire, le granite d'Outoul aussi de type Tefedest-Anfeg est totalement aplani (plaines d'Aguenar et de Tit). Ce type de granite peut avoir des comportements très variés vis à vis de l'érosion, comme le montrent d'ailleurs les deux granites choisis pour type : la Tefedest est une chaîne élevée tandis qu'Anfeg est une immense plaine. Les deux comportements sont représentés dans l'Atakor.

2) *LES GRANITES S'INDIVIDUALISENT SOUVENT DANS L'ATAKOR EN UNITÉS PLUS PETITES, D'UN DIAMÈTRE DE 10 A 20 KM AU MAXIMUM.*

a) ILS DIFFÈRENT DU GRANITE DE LA TEFEDEST, non seulement par leurs dimensions, mais surtout par la nature de leur granite que M. LELUBRE a baptisé « granite type Atakor » (1952 a I, p. 214) :

— *Largement grenus et homogènes*, ils sont dépourvus d'orientation ou de faciès migmatitique. Ils contiennent du microcline et de la biotite, s'accompagnant généralement d'amphibole. Le quartz est relativement peu abondant.

— *Leurs contours sont plus simples que ceux du granite type Tefedest*, « en grandes ellipses allongées dans la direction des plis qu'ils recoupent dans le détail » (1952 a I, p. 215). Ces granites sont donc « nettement post-tectoniques par rapport aux grands plissements suggariens ». « Plus récents que le granite de la Tefedest, ils ne seraient pas liés à une migmatisation importante » (une simple auréole de contact).

Ces différences se traduisent dans le relief de façon sensible, d'après M. LELUBRE, « par des grosses boules ou bien des aiguilles, mais on n'observe pas les reliefs en coupoles ou en pains de sucre si fréquents dans la Tefedest » (1952 a, I. p. 215).

b) M. LELUBRE DISTINGUAIT QUATRE UNITÉS DE GRANITE « ATAKOR » :

— *Le granite de Tin Berdinène*, recouvert en grande partie par le volcanisme récent (Manzaz) affleure surtout au N-NO du Manzaz, sur les bordures tout à fait septentrionales de notre région.

— *Le granite de l'Abarga*, morcellé et recouvert par les coulées du flanc Nord de l'Atakor proprement dit.

— *Le granite de la Taessa*, à la bordure Ouest des plus hauts sommets de la Koudia occidentale (Tahat, Ilamane), là où elle est la plus escarpée.

— *Le granite de l'Akar-Akar*, sur le flanc Sud, est traversé par l'O. In Daledje mais encore presque entièrement recouvert de laves.

M. LELUBRE pensait que ces granites, allongés en ellipses Nord-Sud formaient « la majeure partie du substratum de l'Atakor » (1952 a, I, p. 206). En fait, la cartographie plus détaillée, effectuée par le B.R.M.A. - B.R.G.M. a montré que les affleurements de ces granites (appelés « granites mixtes » dans la Notice de C. REBOUL, H. MOUSSU et L. LESSARD (1962, p. 23) étaient plus morcellés et plus complexes encore dans leurs contours et que d'autres petites unités, comme *le granite d'Ifrak* ou celui de *l'O. Abdassène* (tous deux sur le flanc NO) devaient être ajoutés à cette liste. D'autre part, au SO de la Taessa, une petite ellipse, à l'Ag. Timesserouadjène (que nous appellerons, pour simplifier, par sa traduction : *guelta du Crocodile*), longue d'une quinzaine de km du Nord au Sud, recoupe indéniablement le « vieux granite » migmatitique, créant un contraste topographique saisissant entre l'encaissant resté en relief et cette ellipse, fidèlement excavée en un bassin creusé de plus de 100 mètres. Tous ces granites sont pourtant classés dans le Suggarien : « les granites rangés par M. LELUBRE dans le Suggarien se comportent tantôt comme les roches les plus dures et tantôt comme les roches les plus tendres du lot » (P. BIROT, R. CAPOT-REY, J. DRESCH, 1955, p. 23). Ainsi se pose le problème très intéressant du comportement différentiel de tous ces granites vis à vis de l'érosion.

3) *ENFIN SUR LE FLANC SUD, LES MASSIFS DE L'IN TOUNINE ET DE L'AHELEHEG SONT BIEN PLUS TARDIFS.* Ils ont été classés par M. LELUBRE parmi les « Taourirt », cette famille de petits massifs de 10-15 km de diamètre, recoupant les schistes cristallins à l'emporte-pièce (1952 a, II, p. 257). Ils ne sont ni orientés, ni surtout écrasés, puisque postérieurs aux grandes phases de plissement. Opposant une très grande résistance à l'érosion, ces granites sont très nettement en relief. D'ailleurs ils n'appartiennent plus au cycle suggarien : M.LELUBRE LES CLASSAIT A L'EXTRÊME FIN DU CYCLE PHARUSIEN mais les mesures d'âge absolu par les méthodes strontium/rubidium et uranium/plomb amèneront peut-être encore à rajeunir ces massifs. En particulier, un granite à biotite du sommet de l'Aheleheg que j'avais prélevé pour le B.R.G.M. a donné un âge de 495 ± 15, millions d'années (C. LAY et Mme DOLLY-LEDENT, 1963) et d'autres datations sur des granites du même type donnent aussi des âges primaires. Cependant si leur âge récent et leurs caractères d'ensemble classent ces granites parmi les roches résistantes, il existe à l'intérieur même de chaque batholite, une différenciation plus ou moins poussée qui crée des possibilités d'érosion différentielle J. BOISSONNAS a montré que pour les Taourirt qui s'alignent près du méridien 4°50, dans le Pharusien du Tanezrouft, on pouvait mettre en évidence une individualisation progressive, vers le Sud d'un anneau périphérique de granite plus « acide » entourant le granite normal. Or In Tounine et Aheleheg se situent à l'écart de cet axe et dans le Suggarien où n'affleurent que 5 ou 6 autres massifs intrusifs extrêmement petits (Dehine au Nord, Ad. Renaissance au Sud, etc.).

Les différenciations y atteignent, d'autre part, une grande complexité. Cette partie centrale du substratum nous offre donc des exemples d'érosion différentielle entre granites et encaissant, mais aussi entre variétés de granites d'un même massif qui dépassent en intérêt l'étude des grands affleurements monotones du Nord ou du Sud.

IL EXISTE D'AUTRES MASSIFS INTRUSIFS DANS CETTE PARTIE CENTRALE DE L'ATAKOR :

1) *L'In Tounine et l'Aheleheg ne sont que les plus grands affleurements d'un axe de granites post-tectoniques* appelé axe Tanaout Taessa (R. BYRAMJEE, 1957). En effet sur une bande longue de 130 km et large de moins de 34, affleurent de tout petits massifs selon une orientation SE-NO qui prend en écharpe tout le flanc Sud de l'Atakor : Tanaout, région du Debnat, In Tounine, Aheleheg, Tessibent, Torak et même la partie méridionale de la Taessa. Ces massifs intrusifs bien que très petits, nous donnent tous les stades possibles du dégagement d'un « toit » de batholite, en inselbergs « naissants ». D'autre part, Torak est encaissé dans le granite migmatitique d'Outoul, et Taessa dans le granite mixte d'Ifrak, ce qui fournit de nouveaux exemples d'érosion différentielle entre granites.

2) *Le socle de l'Atakor central est aussi traversé par un tout petit massif de roche grenue mélanocrate* (gabbros), intrusif sur le contact entre le granite intrusif Taessa et le « vieux » granite d'Outoul. C'est le *massif de Taramaste*, de 3-4 km de diamètre seulement, mais dont le comportement vis-à-vis de l'érosion est intéressant, vu sa position. Juste au N-NO du Manzaz, un autre massif intrusif de roches vertes, de même diamètre (4 km), l'Alioum s'élève de près de 500 mètres au-dessus du granite Tefedest. Bien que légèrement extérieur aux « bordures » de l'Atakor, l'*Alioum* est intéressant à étudier à titre de comparaison avec le Taramaste. Ces deux massifs, dans l'ensemble du Hoggar, sont à la limite Nord des affleurements de roches vertes antécambriennes (avec un petit massif de diorite situé au SE de l'Atakor, près d'Alaounéfi) alors que ces roches affleurent très largement vers le Sud du bouclier (région d'In Ouzzal, de Laouni, Tin Rerho-Timgaouine, etc.).

4) *CETTE DENSITÉ DE PETITS MASSIFS GRANITIQUES PERMET D'EXPLIQUER DEUX CARACTÉRISTIQUES DU SOCLE DE L'ATAKOR :*

1) LE ROLE RELATIVEMENT RÉDUIT DU VIEUX BATI STRUCTURAL DE SCHISTES CRISTALLINS ET DE MIGMATITES. Du point de vue métamorphisme général, la partie centrale de l'Atakor se situe entre des séries profondes qui affleurent à l'Ouest dans l'Arechoum, et des séries moins profondes à l'Est (Égéré, Tazoulet). Les contacts avec ces deux séries s'effectuent par de grandes cassures et des mylonites qui tracent les deux branches du grand V renversé et qui enferment pratiquement cette zone de granitisations successives dans un triangle d'environ 150 km du Nord au Sud, avec une base, à la latitude de Tamanrasset, d'environ 120 km. A l'intérieur de ce triangle, les schistes cristallins affleurent au Nord-Ouest (Hirafok, O. Issakarassène), dans la région de Tamanrasset (faciès de gneiss profonds) et au Sud-Est dans la région de Tahifet (faciès plus différenciés avec quelques quartzites et cipolins). Or il est très intéressant de noter que même les directions de ces schistes cristallins sont modifiées ici : Est-Ouest dans l'O. Taroumoute (Sud de la Koudia occidentale), dans l'O. Issedjène (région SE) ou au NE du Tahat (flanc Nord de la Koudia occidentale). Ces directions indiquent qu'un môle résistant et très localisé devait exister bien avant les granitisations puisque les plus anciens plis suggariens paraissent se modeler autour de lui. L'individualité tectonique de l'Atakor paraît bien remonter aux plus anciennes phases du Précambrien ! Les granitisations successives ont presque complètement effacé ces orientations de plissement.

2) LA CONCENTRATION ICI DE LA PLUS FORTE DENSITÉ DE FRACTURES ET DE MYLONITES DE TOUT LE HOGGAR, sans doute à cause de l'hétérogénéité même de cette région, morcelée en très nombreux et tout petits massifs granitiques. Les plus importantes sont les branches du V renversé :

A l'Est, la grande zone de mylonites « des deux Igharghar » Nord et Sud qui est suivie, au Nord, par la très large vallée de l'O. Igharghar et qui, au Sud, affecte le bord Ouest du bassin pharusien de l'Arefsa. Or cette grande zone de fractures qui joue un si grand rôle dans la localisation de l'hydrographie à l'extérieur de l'Atakor, est, au contraire, totalement ignorée par les oueds du massif. Elle ne joue pas plus de rôle au point de vue topographique.

A l'Ouest, l'accident « Ouest-Atakor », NNE-SSO, joint cette grande fracture orientale à celle qui jalonne la « discordance majeure » de 4°50 entre Suggarien et Pharusien. Cet accident est souvent mis en valeur dans la topographie actuelle.

De très nombreuses fractures, parfois remplies de dykes et de filons, joignent ces deux grandes zones de mylonites avec pour directions principales l'O-SO - E-NE ou l'E-SE - O-NO, mais également Nord-Sud, etc. Elles se localisent de préférence sur les bordures des massifs granitiques, par exemple les granites d'Outoul, d'Anfeg ou de la Taessa.

Il est intéressant de noter que ce triangle truffé de petites unités granitiques et fortement fracturé, renferme la quasi-totalité du volcanisme de l'Atakor et du Manzaz.

CETTE PARTIE CENTRALE DE L'ATAKOR EST DONC, GÉOLOGIQUEMENT, UNE UNITÉ EXTRÊMEMENT PARTICULIÈRE :

— zone à part, sorte de môle originel entouré par des virgations des plis de schistes cristallins ;

— zone de granitisations successives en petites unités et non en gigantesques amandes comme au Nord et au Sud ;

— zone de fracturations intenses et d'écrasements plus nombreux que dans tout le reste du Hoggar ;

— enfin, siège, au Tertiaire et au Quaternaire, d'éruptions volcaniques de différents types.

B. — A L'EST ET A L'OUEST DE CE TRIANGLE CENTRAL, LES GRANITES CÈDENT LA PLACE A DES SÉRIES DE SCHISTES CRISTALLINS

1) *A L'OUEST, DANS L'ARECHOUM AFFLEURE LE COMPLEXE INFÉRIEUR* dont les orientations N-NO - S-SE ne sont que relativement peu mises en valeur par l'érosion. Plusieurs raisons d'ordre structural permettent d'en entrevoir l'explication :

— *à cause de la nature même de ces gneiss* plus ou moins migmatisés et feldspathiques, « plus rarement à fine texture feuilletée » (M. LELUBRE, 1952 a, I, p. 199). « Au voisinage des zones migmatisées, le plissotement s'accentue en général et l'introduction de veinules, filonnets et taches d'aplites et de pegmatites arrivent à brouiller complètement la structure ». (1952 a, I, p. 242) ;

— *à cause du style isoclinal monotone du plissement* de ces gneiss (1952 a, I, p. 241), redressés généralement à la verticale. Ces gneiss œillés épousent d'ailleurs moins facilement des formes de plis souples que les gneiss micacés ;

— *à cause de la présence de petites amandes granitiques*, terme ultime sans doute de la migmatisation, qui se rapprochent beaucoup du type Tefedest (1952 a, I, p. 203). Ces petits massifs allongés selon l'axe des plis assurent la liaison entre les très grands affleurements de la Tefedest au Nord et celui de Tit au Sud. Ils perturbent les plissements gneissiques ;

— *enfin à cause de nombreuses petites zones de broyage et de mylonites*, liées à la proximité de la grande fracture NS entre Pharusien et Suggarien. La plus importante de ces lignes mylonitisées suit l'axe des plissements S-SE - N-NO. Il existe aussi de nombreuses petites fractures, parfois remplies, orientées O-SO - E-NE, qui sont certainement post-pharusiennes, puisqu'au niveau de la « discordance », au Nord d'Abalessa, ces fractures amènent le décrochement du contact entre les deux cycles orogéniques. Recoupant les plis, elles ont permis la localisation de nombreuses « cluses ». Ainsi, vers l'Ouest, la bordure de l'Atakor présente un modelé assez typique des gneiss inférieurs et des migmatites, aux formes assez lourdes et monotones, intermédiaire entre les formes surtout granitiques de la partie centrale et les formes structurales pseudo-appalachiennes de l'Est.

2) *A L'EST, LA SÉRIE DE L'ÉGÉRÉ SE DISTINGUE PAR L'ABONDANCE DE FORMATIONS D'ORIGINE DÉTRITIQUE* (quartzites, cipolins et amphibolites) faciès différenciés dont la résistance à l'érosion est assez différente, condition indispensable au dégagement de formes appalachiennes. La migmatisation y est faible ou inexistante. La mise en valeur des structures plissées est surtout nette dans les quartzites et les cipolins où la tectonique a donné naissance à des plis serrés, assez allongés selon un axe NS à N-NO - S-SE, et droits ou souvent dissymétriques. Les plis sont au contraire presque toujours isoclinaux dans les gneiss et les amphibolites et les formes, moins nettes. Malheureusement l'Atakor oriental (Aleksod-Tazoulet) se distingue par rapport à l'Égéré au Nord et l'Arefsa au Sud, par une raréfaction des quartzites et des cipolins au profit des gneiss et amphibolites (M. LELUBRE, 1952 a, I, p. 147-148) et par la concentration des plis en un faisceau unique et non en faisceaux nombreux distincts (1952 a, I, p. 152). Les formes pseudo-appalachiennes sont donc ici moins belles, mais la reprise d'érosion sur les flancs NE et SE de l'Atakor permet de mieux étudier le dégagement progressif de ce modelé structural à partir de la surface sommitale.

IV. — CONCLUSION :

Par l'allure générale de sa topographie, L'ATAKOR N'A RIEN D'UNE MONTAGNE JEUNE AVEC DE GRANDS ACCIDENTS CASSANTS ENCORE VISIBLES. Au contraire, surtout au NE et au SO, dominent de vastes plateaux étagés et les lignes générales sont celles d'une grande coupole adossée à l'Est au bourrelet central du Hoggar. Par contre, dans le détail, les talus escarpés ou les vallées encaissées indiquent partout, et très clairement que cette topographie a été récemment « rajeunie ».

Cette vaste coupole aux pentes douces, flanquée de ses grands plateaux fait penser à une très grande « galette » volcanique édifiée par des laves assez fluides. Or nous venons de voir que L'ATAKOR N'EST PAS UN RELIEF VOLCANIQUE CONSTRUIT. Le volcanisme est toujours pelliculaire apportant leur rigidité aux lignes du relief, et en surface, il n'occupe pas même le 1/5 de la surface du bombement. Il n'a donc fait que recouvrir, sans la modifier beaucoup, une topographie taillée dans le socle cristallin. Connu avant tout comme massif volcanique à cause de ses paysages mondialement célèbres, l'Atakor est pourtant surtout un relief de roches cristallines.

Le volcanisme a un intérêt morphologique qui dépasse largement son volume réel. Nous avons vu combien étaient précieux les témoignages de sols ou d'alluvions conservés par les coulées. MAIS LE VOLCANISME FOURNIT AUSSI DES INDICATIONS EXTRÊMEMENT IMPORTANTES GRACE AU COMPORTEMENT DES ROCHES QU'IL A CRÉÉES :

Ces roches effusives en effet sont pratiquement les seules à avoir conservé des témoignages indiscutables de certaines actions mécaniques anciennes, en particulier le gel. S'il n'existait que les traces de gélivation sur roches cristallines, le rôle ancien du froid serait sans doute passé tout à fait inaperçu.

Du point de vue de l'altération, les roches volcaniques ont apporté dans ces milieux de granite et de roches métamorphiques « profondes », riches surtout en silice et alumine, *une gamme de roches mères différentes, réagissant souvent de façon très originale* et plus caractéristique que les roches cristallines, à l'action pédologique. Les basaltes surtout, par leur relative richesse en fer (10-12 %), en calcium (10-12 %), ou encore en magnésium (8-10 %) sont à l'origine de la plupart des encroûtements importants et des sols les plus caractéristiques. Les phonolites aussi, pauvres en fer et en magnésie mais riches en soude et en potasse, ont apporté un autre type de roche mère ; M.E. DENAEYER (1934, p.336) a montré en effet que le magma du Hoggar était alcalin ou subalcalin, « plus sodique que potassique ». Les éruptions dites « acides » ont donc apporté surtout de la soude comme élément original, mais en plus faible quantité car les formations ont une place très restreinte comparée à celle des basaltes. *Le volcanisme a donc très sérieusement modifié les données géochimiques à la surface, même si les coulées n'ont qu'une faible épaisseur.* Dans l'Atakor proprement dit, cette modification a surtout affecté les parties élevées où se concentrent les édifices volcaniques principaux, tandis que le socle prend une importance grandissante vers les bordures. Mais le Manzaz au NE et la Tahalra au SO présentent de très grandes étendues basaltiques jusque sur les bordures : il n'y a donc pas une décroissance régulière de l'influence du volcanisme avec l'altitude. La véritable opposition entre la montagne et les bordures est surtout le fait du climat qui modifie progressivement le milieu désertique vers les sommets.

CHAPITRE III

UNE MONTAGNE EN MILIEU DÉSERTIQUE

Le climat désertique le plus implacable, qualifié parfois d'« hyper-aride », règne sur le Hoggar. La région se trouve en effet à plus de 1 000 km de toute source maritime d'humidité : Tamanrasset est à 1 300 km du Golfe des Syrtes, 1 500 km de la côte maghrébine, 1 800 km du Golfe de Guinée et 2 150 km de la côte atlantique. Mais, plus encore que de la continentalité, l'aridité provient de la position en latitude du Hoggar, dans la zone des hautes pressions subtropicales. L'Atakor en particulier a le triste privilège d'être exactement coupé en deux par le Tropique du Cancer qui, passant entre l'Ilamane et le Tahat, suit pratiquement sa ligne de faîte grossièrement Est-Ouest. Mais la présence d'une masse montagneuse entre 1 000 et 2 900 m tempère légèrement ces influences impérieuses de la continentalité et de la latitude pour créer un climat de montagne désertique assez original.

DANS CE DÉSERT CONTINENTAL, LE PHÉNOMÈNE CLIMATIQUE LE PLUS COURANT EST... LA PÉRIODE SÈCHE

J. Dubief (1963) a eu l'idée ingénieuse de calculer *la durée réelle des sécheresses « efficaces »*, c'est-à-dire le nombre de mois séparant deux précipitations de 5 m/m, donnée la plus importante pour la biogéographie comme pour la morphologie. Son tableau 8 (p. 49) indique, pour Tamanrasset, une durée de 5,5 mois en moyenne pour les sécheresses efficaces, et à l'Assekrem (p. 53) des observations portant seulement sur 7 années indiquent 2 mois (exactement 64 jours). Or même Tamanrasset paraît très « privilégiée » par rapport aux 8,3 mois de Djanet, aux 13,6 mois de Fort-Flatters et Ouallen, ou aux 14 mois d'In Salah. Sa moyenne se rapproche plutôt de celles des stations mauritaniennes (5,2 à Akjoujt ; 5,4 mois à Fort-Gouraud) et reste très inférieure à celle des stations de la bordure méridionale du Sahara où la longueur de la sécheresse est de type sahélien (6 à 9 mois dans les Iforas et l'Aïr, et même 14,7 mois à Largeau). Sur 63 périodes sèches analysées pour Tamanrasset, 10 % seulement ont dépassé 10 mois et 5 % la durée d'une année (le record a été de 74 mois), alors qu'à Djanet la durée de 12 mois est dépassée dans 24 % des cas, 40 % à Fort-Flatters et 28 % à In Salah. J. Dubief (1963, p. 47) pense que cette relative brièveté des périodes de sécheresse tient à la position du Hoggar sur le trajet de dépressions « soudano-sahariennes » nées dans l'air équatorial maritime et qui décrivent une trajectoire parabolique jusqu'au Sud tunisien. Pour l'Atakor, il faut ajouter l'influence du relief, puisqu'à l'Assekrem la plus longue sécheresse enregistrée en 7 ans n'a atteint que 10 mois (300 jours), « à la limite de la zone que l'on peut qualifier de vraiment désertique » (J. Dubief, p. 53). Cette faible durée entre les périodes de pluies « utiles » est d'ailleurs confirmée par l'existence d'*Olea Laperrini* qui n'est pas adapté aux longues sécheresses de type sahélien, alors que sur les bordures de l'Atakor, les plantes sahéliennes (Acacias, *Panicum turgidum*) végètent presque seules. Or cette durée relativement courte entre deux pluies efficaces s'explique par l'action du relief qui augmente la durée ou l'intensité des précipitations.

J. Dubief a en effet remarquablement montré que la cause essentielle de la rareté des pluies au Sahara était l'extrême intensité de l'évaporation. Dans les basses couches atmosphériques surchauffées, les gouttes se vaporisent avant d'atteindre le sol, même si, en altitude, les conditions sont favorables à la pluie. Or *l'influence montagnarde diminue cette évaporation*, principal facteur de l'aridité. Cette influence n'est pourtant pas sensible encore à Tamanrasset où l'évaporation, mesurée au Piche, est de 4,9 mètres à 1 400 m d'altitude, c'est-à-dire la même valeur qu'à Ouallen à 350 m, In Salah (300 m)

ou Fort-Flatters (380 m). En effet, la diminution de la pression avec l'altitude compense la baisse des températures. Mais à l'Assekrem (2 750 m), la diminution thermique l'emporte sur celle de la pression et l'évaporation n'est plus que de 3,2 mètres par an, assez comparable aux valeurs obtenues pour le NE du Brésil (3 mètres). Or la même différence existe si on calcule *la proportion des jours de pluies et de gouttes par rapport aux jours de pluie mesurable* ($\geqslant$ 0,1 m/m). Le rapport est de 3 dans la partie centrale du Sahara : In Salah : 3,4, Sebha au Fezzan : 3,3 et Tamanrasset se situe encore très près de ces chiffres records avec 2,9. Or à l'Assekrem ce rapport descend à 2,0 c'est-à-dire au chiffre obtenu pour Fort-Trinquet et à peine plus que Biskra ou Ouargla (1,8). Le rôle de l'altitude consiste donc bien à favoriser les pluies effectives. D'ailleurs en passant de 1 376 mètres (Tamanrasset) à 2 700 mètres, le nombre des jours de pluie mesurables ($\geqslant$ 0,1 m/m) par an double (38, 9 au lieu de 13,6 pour la période 1955-1961). Or il faut souligner que même cette moyenne de 13,6 pour Tamanrasset est remarquable sous le Tropique du Cancer où l'on rencontre les valeurs minima du Sahara avec environ 2 à 5 jours (5,8 pour Djanet et Fort-Polignac ; 5,5 pour Ouallen ; 3,8 pour In Salah). Les 38,9 jours de l'Assekrem dépassent les valeurs sahariennes « toujours inférieures à une trentaine de jours par an » (J. Dubief, 1963, p. 30), et ils rapprochent l'Assekrem des montagnes de la bordure Nord du Sahara « car sur les confins saharo-soudanais, la moyenne ne dépasse pas une vingtaine de jours ». Certaines années ce chiffre atteint 40 à 45 pour l'Assekrem c'est-à-dire autant qu'au Hodna (Barika, Msila). La montagne modifie donc non seulement l'espacement des pluies, mais aussi la grande déficience des jours pluvieux. Cependant si le nombre des jours de pluie mesurable augmente, il reste bien faible en valeur absolue. On compte, pour juin par exemple, un jour de pluie mesurable sur 10 à Tamanrasset, et un jour sur 4 à l'Assekrem. Or si l'on considère *les jours de pluies et de gouttes* (jours « pluvieux »), ce chiffre passe à 1 jour sur 5 à Tamanrasset et 1 jour sur 2 à l'Assekrem, ce qui est extrêmement important. Sur la carte n° 1 (J. Dubief, 1963, p. 11) et le tableau 1 (p. 12), on remarque que le nombre de jours de pluie et de gouttes est en général inférieur à 20 par an pour tout le Sahara, même au Nord des Iforas. Or sur l'Atakor il atteint 80,5 soit quatre fois plus. Même Tamanrasset arrive à 42,3 (moyenne 1926-1950) et dépasse toutes les stations sahariennes sauf Biskra (45,1), El Abiod Sidi Cheikh (56, 6) et Laghouat (56,0) c'est-à-dire le piedmont de l'Atlas saharien. Mais la grande différence avec ces dernières stations vient d'une proportion beaucoup plus forte de jours de « gouttes » par rapport aux jours de pluie effective, car ces pluies « virtuelles » pour Tamanrasset comme pour l'Assekrem se situent surtout en été (tableau II p. 15) alors qu'au Nord ils se situent en saison froide et donnent plus facilement de la pluie.

Nombre de jours de pluies et gouttes (1955-1961)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Tamanrasset.....	1,2	0,8	1,3	1,6	4,2	6,7	2,7	6,8	7,7	3,5	2,0	1,2
Assekrem	1,8	1,2	1,8	3,5	6,8	14,8	7,3	13,8	14,7	9,1	3,0	2,7

Cette virtualité de la pluie dans l'Atakor doit être retenue pour toutes les hypothèses que nous serons amenés à faire sur les climats du Quaternaire. En effet tout refroidissement de l'atmosphère saharienne a dû avoir pour conséquence de faire passer un grand nombre de jours de la catégorie des « gouttes » à celle de la « pluie effective ». **Au Quaternaire l'Atakor a donc certainement perdu son caractère aride avant toutes les autres régions sahariennes, car il est plus « sensible » qu'elles à toute modification thermique réagissant sur la pluie.**

L'ALTITUDE AUGMENTE AUSSI LA DURÉE ET L'INTENSITÉ DES PLUIES

1) *LA DURÉE DES PRÉCIPITATIONS PEUT S'EXPRIMER DE PLUSIEURS MANIÈRES :*

a) EN ADDITIONNANT LA DURÉE DE TOUTES LES PLUIES DE L'ANNÉE. On trouve alors à Tamanrasset pour la période 1931-1960 29 heures, et pour 1951-1960[1] 42 heures de moyenne annuelle, soit 0,43 %

1. Cette période 1951-60 a été choisie comme terme de comparaison pour les stations sahariennes, à cause de l'état des statistiques, mais il faut noter qu'il s'agit d'une série d'année humides.

du total des heures de l'année (à Paris la proportion est de 7 %). Pour l'Assekrem cette durée s'élève à 59 heures (moyenne 1957-1960 inclus), soit 0,7 % des heures de l'année, le dixième de la durée des pluies parisiennes, mais presque le double de la moyenne de Tamanrasset, calculée il est vrai sur une plus longue période. J. Dubief (1963, p. 75) pense que cette moyenne peut « vraisemblablement atteindre 70 heures sur les hauts sommets de l'Ahaggar » et 50 heures « au-dessus d'une altitude de 1 500-1 600 mètres ». Or une moyenne de 50 heures ne se rencontre, en plaine, qu'au Nord d'une ligne Béni-Abbès-El Goléa-Touggourt car « à hauteur de pluie égale, les durées sont d'autant moins longues que la saison pluvieuse est plus proche de l'été » (p. 75). Or dans l'Atakor, ces durées effectives se répartissent surtout sur les mois d'été et cette durée plus longue des pluies est uniquement imputable à l'influence du relief.

b) Les durées de pluies effectives totalisées par mois sont en effet plus élevées en saison chaude à Tamanrasset (maximum en septembre : 6 h 37) avec un petit maximum secondaire de 4 h 30 pour novembre et décembre. (J. Dubief, 1963, p. 73). Or les durées de juin et juillet sont pratiquement identiques à Tamanrasset et Laghouat, mais en août la pluie dure deux fois plus longtemps à Tamanrasset qu'à Laghouat. **Ainsi la bordure de l'Atakor représente un cas original de durées annuelles relativement longues, malgré une répartition mensuelle à maximum d'été,** ce qui montre bien son caractère intermédiaire entre deux grandes aires climatiques méditerranéenne et sahélienne. La montagne augmente encore ces durées : à l'Assekrem elles se situent entre 10,2 et 11,7 heures pour les mois de mai, juin, août et septembre, avec une atténuation du maximum de septembre et un renforcement de tous les mois estivaux. La durée des pluies de mai à septembre (50 heures) est plus que double de celle de Tamanrasset (22 heures) pour la même période. D'autre part le maximum secondaire d'hiver atteint 7,1 en novembre et 6,6 en janvier, soit autant que le maximum principal de septembre à Tamanrasset.

c) Enfin la durée effective de chaque pluie prise individuellement montre que *la durée réelle d'une pluie* est nettement plus longue en hiver à Tamanrasset (3 h 27 en novembre, 2 h 23 en décembre, 3 h 29 en janvier) qu'en été (1 h 30 pour les mois de juin à octobre). Cette moyenne des durées de pluies hivernales (3 h 29 pour les mois d'hiver) est supérieure à celle de Colomb-Béchar (3 h 07) (J. Dubief 1963, p. 69). A l'Assekrem, sur une période restreinte (1957-1960) cette durée moyenne n'a été que de 1 h 03 pour janvier, 1 h 10 pour novembre, mais reste supérieure à celle des mois d'été (0 h 36 en août et 0 h 24 en septembre). Si l'on considère *les durées maximales* le contraste est encore plus éclatant : en hiver on rencontre jusqu'à 26 h 05 en novembre, 20 h 05 en janvier, 18 h 12 en décembre contre 5 heures pour le maximum estival à Tamanrasset, 21 h 25 en novembre 1958, 14 heures en janvier 1959 à l'Assekrem contre 3 à 4 heures seulement de juin à octobre. Enfin l'étude des *phases pluvieuses* (durée des pluies successives dues au passage d'une même dépression atmosphérique) donne des durées moyennes de 8-9 heures en hiver contre 2 h à 2 h 30 en été à Tamanrasset, avec un maximum étonnant de 73 heures en janvier 1933 observé par J. Dubief lui-même. A l'Assekrem le maximum a aussi été noté en hiver (46 h 35 en novembre 1958) alors que le record estival n'a atteint que 15 h 24 en septembre.

Ainsi les mois d'hiver, particulièrement de novembre à janvier, se distinguent par l'importance des durées des pluies et des « phases pluvieuses » prises isolément, alors que les pluies d'été sont particulièrement courtes et nombreuses. **Ces précipitations d'hiver sont des pluies dépressionnaires typiques, assez proches de celles que l'on rencontre normalement en Europe** (J. Dubief 1963 p. 68). Elles ont certainement la même origine que les pluies du Sahara du Nord [1] puisque comme celles-ci, elles sont surtout importantes en automne et diminuent très brutalement dès le mois de février. Cette répartition est sans doute en liaison avec la dissymétrie de la courbe thermique qui se relève rapidement vers un maximum de juin, mais surtout avec une déficience plus accentuée de la circulation des dépressions atmosphériques à cette période. A l'heure actuelle, ces pluies d'hiver sont rares (14 % seulement des pluies individuelles sont tombées de novembre à janvier sur la période 1951-1960 à Tamanrasset) mais *elles ont dû être bien plus nombreuses lors des périodes froides du Quaternaire.* Or leur durée exceptionnelle (plus longue même que bien des records de régions tempérées) ont sur la végétation même actuelle une influence plus grande que ne le ferait supposer leur faible fréquence et leur importance réduite dans les totaux annuels. D'autre part cette longue durée permet une meilleure infiltration et un engorgement des nappes phréatiques.

1. P. Queney (1945) avait déjà signalé ces dépressions « eurafricaines » recouvrant à la fois le Sud-Ouest de l'Europe, la Méditerranée occidentale et l'Afrique du Nord et entraînant un mauvais temps généralisé sur le Sahara du Nord « avec une aggravation marquée sur le massif du Hoggar » (p. 23). Le Sahara est alors parcouru par « un fort courant froid et humide d'Ouest dans lequel des perturbations prennent facilement naissance, principalement aux alentours du relief ibéro-marocain et sans doute aussi autour du Hoggar ».

2) *L'ALTITUDE AUGMENTE AUSSI L'INTENSITÉ DES PLUIES*, facteur très important dans des régions où sévit une intense évaporation. On peut le constater sur le tableau suivant, établi à partir des données de J. DUBIEF (tableau 31 et 32) :

Répartition du nombre de jours et de la tranche d'eau en 24 h :

Tamanrasset (période 1926-1950)	> 1 mm	> 5 mm	> 10 mm	> 20 mm	> 30 mm
% de jours	48	14	7	2	1
% du total	94	62	45	23	16
Assekrem (1955-1960 seulement)					
% de jours	58	24	13	6	1
% du total	96	81	63	31	16

LA COMPARAISON DE CES DEUX STATIONS PERMET TROIS CONSTATATIONS :

a) **Les pluies très faibles** de moins d'1 m/m représentent plus de la moitié (52 %) des jours de pluie à Tamanrasset, contre 42 % à l'Assekrem.

b) **La moitié de la tranche annuelle des pluies tombe à Tamanrasset avec une intensité supérieure à 9 m/m en 24 heures,** contre 15 m/m pour l'Assekrem. Or d'après la carte 24 (J. DUBIEF 1963, p. 94) on constate que des intensités de 10 mm pour la moitié du total sont assez répandues sur le Tademaït, le Tinghert et la Mauritanie, mais que celles de 15 mm ne sont connues qu'au Nord-Ouest (Zemmour, Anti-Atlas) et supposées sur les sommets du Tibesti. C'est donc un caractère très remarquable de ces pluies et qui les apparente aux pluies de la zone de transition subdésertique du Sud du Sahara. En effet, la limite Nord de 15 mm passe par l'Adrar mauritanien, le Sud des Iforas et de l'Aïr et la pointe Nord du lac Tchad, c'est-à-dire que *des intensités de 15 mm pour la moitié du total caractérisent les régions soumises à la mousson estivale*, et non pas celles où dominent les pluies dépressionnaires méditerranéennes.

c) **Les pluies de plus de 10 m/m en 24 heures** qui ne représentent que 45 % du total des pluies à Tamanrasset s'élèvent à 63 % à l'Assekrem. Mais, pour les deux stations, la tranche d'eau tombant avec une intensité de plus de 30 mm par 24 heures n'est que de 16 % alors qu'elle atteint 23 % à Fort Flatters, 26 % à In Salah, 23 % à Tindouf ou 24 % à Agadès. Les pluies sont donc particulièrement fortes dans l'Atakor, sans être cependant réellement « torrentielles » (J. DUBIEF). Cependant il faut remarquer que les observations pour l'Assekrem ne portent que sur 5 ans pendant lesquels on a tout de même observé 104,6 mm en 24 heures le 26 novembre 1958 et 66,4 mm le 25 mai 1957. Ce record de novembre 1958 n'est dépassé que dans les Matmata, sur la côte mauritanienne (Port Étienne) ou au Niger (Tahoua), dans des régions bien moins continentales et sur des périodes d'observation 5 à 10 fois plus longues ! Ce chiffre approche des maxima donnés par P. SELTZER sur la période 1913-1938 pour des stations telliennes telles qu'Oran, Bône ou Alger, et l'Assekrem apparaît comme une des stations sahariennes pouvant avoir les pluies torrentielles les plus abondantes (D. YACONO 1964).

Si l'on considère l'INTENSITÉ EN MILLIMÈTRE/HEURE, plus directement liée aux phénomènes d'érosion et d'écoulement, on constate qu'elle atteint, en moyenne annuelle, 1,8 pour Tamanrasset (J. DUBIEF 1963, p. 107) et 3,2 pour l'Assekrem (p. 116), alors qu'on ne rencontre de tels chiffres que dans les zones montagneuses ou bordières du Sud ou du Nord du Sahara (exemple : Biskra atteint 1,7 mm par heure). Or ces intensités sont nettement plus élevées pour les pluies estivales que pour celles de saison froide : les valeurs, à Tamanrasset, passent du simple au quadruple entre janvier et août, et 60 à 66 % des pluies de décembre à février n'atteignent même pas 1 mm à à l'heure. *Le relief augmente les intensités moyennes mensuelles*, mais en gardant la même opposition entre l'hiver (1,9 mm/h contre 0,7 à Tamanrasset en décembre) et l'été (4,3 mm/h contre 1,7 à Tamanrasset en août). L'écart entre janvier et août (1,5 et 4,3) reste proche du rapport de 1 à 4 trouvé à Tamanrasset. Cependant tandis que dans cette station 45 % des pluies d'août seulement dépassent les 2 mm/heure, 50 % en juin et juillet, « à l'Assekrem les 3/4 des quantités d'eau tombées entre mai et octobre ont été données par des précipitations d'intensité supérieure à 3 mm/h, la moitié par des intensités supérieures à 6 mm/h et le quart par des intensités supérieures à 11 mm/h (J. DUBIEF 1963, p. 117).

Ainsi s'opposent très nettement des pluies d'hiver dépressionnaires, de longue durée mais d'intensité modeste, qui favorisent une infiltration non négligeable, et des pluies d'été courtes et intenses qui entrainent des ruissellements importants et de fortes crues. De novembre à avril, la pluie tombe indifféremment de jour et de nuit avec, pour Tamanrasset uniquement, une fréquence un peu plus forte pour le jour. De mai à octobre au contraire les pluies d'après-midi l'emportent nettement entre 12 et 18 heures à Tamanrasset, entre 12 et 19 heures à l'Assekrem (surtout pour août et septembre). Or cette opposition n'est pas due simplement à l'accroissement de température, mais bien au mécanisme particulier de la « mousson ». En effet tandis que le maximum thermique à Tamanrasset se situe en juin, le nombre des orages (avec pluie ou « orages secs ») atteint et dépasse le nombre de jours de pluie, de juin à septembre, avec un maximum en août. Ce caractère orageux est donc bien en relation avec l'invasion des masses d'air humide soudanaises. En revanche les pluies hivernales peuvent se transformer en neige, ce qui renforce encore leur valeur pour la végétation. Les chutes de neige se limitent aux mois de décembre à février, avec une fréquence d'un an sur trois à l'Assekrem (J. Dubief 1963, p. 250), mais le manteau neigeux ne dépasse jamais quelques centimètres et ne dure que quelques jours étant donné la très forte insolation. Une tradition touarègue indique cependant une durée d'enneigement d'un mois entier en 1875.

Cette opposition tranchée entre deux types de pluies si différents a une importance considérable pour le tapis végétal et toute l'évolution morphologique. Or comme ces précipitations différentes sont directement liées à des mécanismes climatiques particuliers, on comprend *l'importance capitale de ces observations pour l'explication des périodes quaternaires, pendant lesquelles ces mécanismes se sont modifiés en faveur tantôt de l'une, tantôt de l'autre, de ces deux catégories de pluies.*

LA QUANTITÉ DE PLUIES TOMBÉES ET SA RÉPARTITION ANNUELLE

Les diverses caractéristiques de ces pluies ne doivent pas faire oublier leur espacement dans le temps et l'extrême indigence de la plupart d'entre elles (on parle de pluie au Sahara à partir de 0,1 mm). Il serait vain de donner une moyenne puisqu'à Tamanrasset de 1925 à 1961 le maximum a été de 159 mm en 1933 et le minimum de 5,2 (1961), et à l'Assekrem sur 5 ans les totaux ont varié de 258,1 mm (1958) à 37,1 (1961). Pour Tamanrasset on compte 11 % d'années totalisant moins de 10 mm, 16 % de 10 à 20 mm, 35 % de 20 à 50 mm, 24 % de 50 à 100 mm et enfin 14 % dépassant les 100 mm (D. Yacono) et à l'Assekrem J. Dubief pense que 25 % des années doivent dépasser les 200 mm (p. 175). De telles irrégularités obligent la végétation à s'adapter aux valeurs minimales qui limitent à presque rien la protection des versants.

A l'heure actuelle il n'existe pas de véritable saison des pluies au sens classique du terme, c'est-à-dire de mois déterminé où tombe au moins une, ou plusieurs précipitations. Cela provient de la position du Hoggar à la limite même de l'extension des grands mécanismes de la pluie. Ceux-ci peuvent alterner, s'ajouter certaines années, ou faire totalement défaut à d'autres périodes, d'où cette extrême irrégularité et la longueur des sécheresses. En utilisant les traditions touarègues relevées par J. Dubief (1947, p. 18) pour une période de 80 ans (1860-1939), J. Budel (1955) arrivait à la conclusion que les quatres saisons avaient pratiquement autant de chances de recevoir des pluies appréciables (24 % pour l'hiver, 28 % pour le printemps, 26,4 % pour l'été et 21,6 % pour l'automne). Partant de cette répartition très égale sur l'année et augmentant ces pluies avec ces mêmes pourcentages pour le passé, J. Budel arrivait à la conclusion que le Grand Pluvial quaternaire avait été de type subéquatorial, puisque c'est vers l'Équateur que l'on trouve une répartition aussi égale dans l'année. Or cette conclusion doit être complètement abandonnée pour deux raisons :

1) *Grâce aux travaux postérieurs de* J. Dubief, *les notions de répartition des pluies au Sahara se sont nettement précisées depuis.* Le graphique ci-dessous (fig. 5) établi pour la période 1925-1957 à Tamanrasset (J. Dubief 1963, p. 215) montre l'importance particulière des mois d'août et septembre qui se renforce encore lorsqu'on se limite aux pluies les plus conséquentes (supérieures à 10 mm). Mais un second maximum, plus aigu, apparaît en mai et s'accentue aussi pour les pluies les plus fortes. Enfin, en janvier, un maximum nettement plus faible est visible avec des pluies supérieures à 20 mm. Au contraire les mois de février et mars ne connaissent guère de pluies supérieures à 10 ou même 5 mm et constituent le minimum le plus accusé. Ainsi à Tamanrasset une période pluvieuse s'ordonne autour des mois d'août et septembre qui reçoivent 43 % de la moyenne annuelle, avec une pluie assurée 4 années sur 5, et une pluie supérieure à 5 mm tous les deux ans pour chacun de

ces mois. Les deux autres périodes de pluies ont une importance moindre, mais leur existence éventuelle a l'avantage de réduire la durée des sécheresses dans l'Atakor, par rapport à celles des stations du Sahara méridional où la mousson est la seule source de pluies :

— en mai-juin tombent 24 % de la moyenne annuelle de la pluie. Chacun de ces mois a des chances de recevoir sur 3 années une pluie de plus de 5 mm, une de 0,1 à 5 mm, et une fois pratiquement rien. Ce maximum de mai-juin est assez original au Sahara et J. Dubief l'attribue aux dépressions pré-moussonnales appelées « soudano-sahariennes » ;

— en janvier, le maximum se situe au milieu de la « période sèche » d'octobre à avril où chaque mois ne reçoit pas de pluies plus d'une année sur trois, et où les pluies de 5 mm sont assez rares.

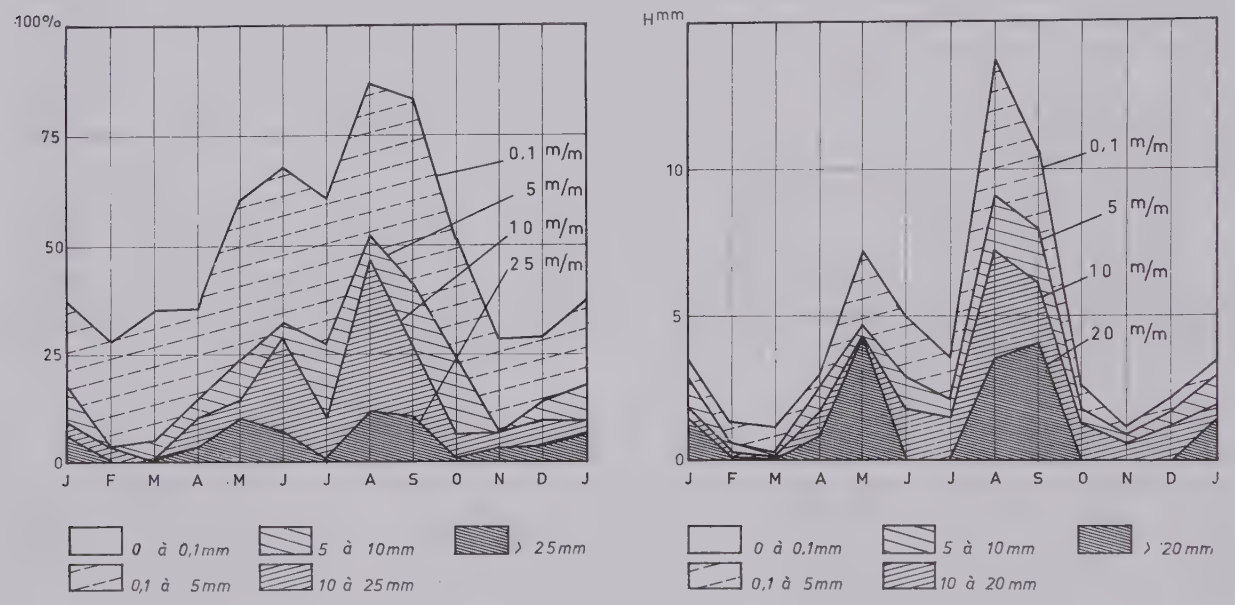


Fig. 5. — Fréquence et hauteur mensuelles des pluies par fraction d'intensité donnée à Tamanrasset (1925-1960).

A l'Assekrem la répartition est tout à fait semblable mais avec des fréquences et des intensités plus grandes. Cette coexistence de plusieurs maxima crée une certaine ambiguité et, comme le remarque D. Yacono, le climat de l'Assekrem a pu être qualifié aussi bien de « climat tropical dégradé » (R. Capot-Rey 1956, p. 222) que de « climat atténué de steppe algérienne » (J. Dubief 1956, p. 190).

2) *La répartition égale dans l'année supposée par* J. Budel *provient de la longueur de la période considérée,* de sorte que plusieurs influences contraires s'équilibrent. En effet il est certain qu'à la fin du siècle dernier existait une prédominance des pluies d'hiver rapportée par les traditions touarègues : les grandes années pluvieuses de 1875, 1879 ou même encore 1922 et 1928, furent des années à pluies d'hiver très abondantes accompagnées de froid et même de neige. Or depuis quelques décades, on constate une nette modification et l'influence des pluies estivales de mousson devient prépondérante (J. Dubief 1947, p. 18). L'équilibre actuel est donc très instable au carrefour des grandes régions climatiques, mais lors des périodes glaciaires ou interglaciaires, l'Atakor a dû se trouver non plus sur cette limite incertaine, mais réellement englobé dans la région méditerranéenne au sens large du terme ou dans la zone des pluies de mousson. Mais de vives discussions opposent encore les partisans d'un « balancement climatique » et ceux qui pensent plutôt à des périodes d'atténuation généralisée, puis d'extension (de « pulsation ») de la zone désertique. L'étude géomorphologique peut apporter de nombreux arguments dans ce débat, mais il faut bien préciser au départ que l'Atakor a toujours été une zone privilégiée de l'ensemble saharien, et les conclusions obtenues ne pourront être étendues à d'autres régions qu'avec beaucoup de prudence. Ces conditions favorables tiennent non seulement aux facteurs pluviométriques envisagés ci-dessus et qui ont dû agir toujours dans le même sens, mais aussi aux conditions thermiques particulières dues à l'altitude qui diminuait la chaleur et par voie de conséquence l'évaporation.

L'ALTITUDE DIMINUE LES TEMPÉRATURES ET MODIFIE LEURS VARIATIONS

L'influence du relief ne se traduit pas de la même manière en été et en hiver :

— *en été, la décroissance des températures moyennes avec l'altitude est de l'ordre de* 0°76 *à* 0°85 *par* 100 *mètres* (D. YACONO 1964), elle atteint même 0°8 à 0°9 en juillet (J. DUBIEF 1959, p. 285), c'est-à-dire qu'elle approche des valeurs du gradiant dans l'air sec (1° par 100 mètres). Ceci est assez étonnant à priori puisque l'air est plus humide en été par suite d'apports de vapeur d'eau liés au mécanisme de la mousson. Mais cette forte diminution s'explique précisément par la forte nébulosité qui caractérise l'été dans la montagne et diminue l'insolation de façon appréciable. En effet l'Atakor connaît alors une nébulosité bien plus forte que les stations sahariennes, égale à celles de régions périphériques comme le piedmont atlasique (Colomb-Béchar, Laghouat) ou les zones côtières (Gabès, Port Étienne). La diminution de température est donc relativement forte en été : deux fois plus importante qu'en hiver ;

— *en hiver, le gradiant moyen est faible :* 0°5 (D. YACONO 1964), et même 0°4 en janvier (J. DUBIEF), valeurs étonnantes puisque l'humidité relative reste toujours modeste (rarement supérieure à 50 %), alors que ces valeurs sont pratiquement celles de l'air saturé. Ici la cause essentielle tient au refroidissement nocturne, beaucoup plus rigoureux à Tamanrasset qu'à l'Assekrem, par suite d'une inversion de température dans les basses couches atmosphériques. Cette station « est plus froide en hiver que ne le justifierait la seule altitude » (D. YACONO 1964) au point qu'en janvier 1956 par exemple la différence des moyennes de Tamanrasset et de l'Assekrem ne fut que de 1°7 pour 1 300 m de dénivellation ! Or ce refroidissement anormal est un effet direct de la zone montagneuse puisqu'à Silet, plus éloignée de l'Atakor et à 730 mètres d'altitude, les hivers sont doux et les étés torrides comme ailleurs au Sahara.

Il résulte de ces diverses influences que l'hiver est anormalement frais à Tamanrasset et l'été n'y est pas excessivement chaud (à peine plus qu'à Alger). A l'Assekrem les hivers sont relativement peu rigoureux (un peu moins froids qu'à Paris-Saint-Maur) et les étés frais. Les courbes de variation mensuelle rappellent beaucoup celles de l'Algérie du Nord (J. DUBIEF 1959, p. 186) et d'autre part l'altitude a pour effet de diminuer l'écart entre le mois le plus froid et le mois le plus chaud. « Les influences conjuguées de l'altitude et de la latitude font que l'Atakor n'a pas un climat plus continental que l'Algérie du Nord, même côtière » (D. YACONO 1964). Cette constatation est extrêmement importante du point de vue biogéographique, car elle explique en particulier l'existence, encore à l'heure actuelle, d'une flore méditerranéenne en montagne (Olivier, steppe d'Armoise avec *Artemisia herba alba, Pentzia, Monodiana*, etc.) au-dessus de 2 000 et surtout de 2 300-2 400 mètres, où le régime thermique au moins lui est favorable. Même si l'on considère les minima thermiques de l'air sous abri, on rencontre des minima extrêmes de — 6°6 pour Tamanrasset sur la période 1926-1950, et — 11°5 à l'Assekrem sur 8 années d'observation seulement, températures au moins aussi basses que celles de la bordure atlasique (Ouarzazate : — 8°6 pour la période 1936-1945 ; Colomb Béchar : — 8°2 pour la période 1926-1950), alors que l'Adrar des Iforas ne connaît jamais de minima absolus inférieurs à 0° (J. DUBIEF 1959, p. 187). Même sous abri, le nombre de jours de gelées à glace atteint en moyenne 4,9 par an à Tamanrasset (J. DUBIEF 1959, p. 188), chiffre très proche des 5,1 de Touggourt ou des 4,8 d'Adrar, et nettement plus élevé qu'à In Salah (1,2).

TOUS CES FACTEURS CLIMATIQUES S'ASSOCIENT POUR DONNER UN SYSTÈME D'ÉROSION ORIGINAL

Il est caractérisé par de très longues phases sans évolution des formes du relief, séparées par des crises extrêmement brèves mais spectaculaires. Ces « crises » peuvent être dues à des agents d'érosion aussi variés que la gélifraction, la thermoclastie, la désagrégation granulaire ou le ruissellement brutal, suivant que cette érosion est provoquée par la neige et le gel, par de forts écarts thermiques instantanés, par des pluies brèves et tièdes ou des orages plus longs et violents. Aucune roche n'est à l'abri dans un tel système d'érosion, puisque la gélifraction par exemple agit de préférence sur les roches volcaniques, la désagrégation granulaire sur les granites, etc. Mais l'espacement de ces crises est tel à l'heure actuelle que la patine tend à protéger toutes les roches et à les immuniser contre l'agression de ces divers agents. Par contre les crues des oueds, rendues particulièrement violentes par les gros orages estivaux et par l'absence de couvert végétal et de revêtement pédologique

perméable, restent la forme la plus active de l'érosion actuelle. Une telle évolution morphologique est donc à la fois très originale et très lente, mais certainement aussi très récente. On trouve encore sous les rochers dans la montagne des coquilles de *Rumina decollata*, Mollusque que les Touareg n'ont jamais vu vivant (et qu'ils appellent à cause de leur forme allongée des « dents du Soleil »), et qui prouve l'existence très récente d'un tapis herbacé. On peut citer aussi un certain nombre de plantes mal adaptées à l'aridité, comme les Oliviers qui végètent très mal à l'heure actuelle et, ne produisant pratiquement plus de fruits, sont incapables maintenant de se reproduire. Bien d'autres témoignages que nous examinerons dans cette étude indiquent que l'aridité ne s'est installée que depuis un millénaire ou même quelques siècles, et qu'un équilibre très différent a été brutalement détruit.

Aussi surprenante que ce soit cette affirmation, on constate que le système d'érosion actuel n'est qu'un stade transitoire d'une valeur infinitésimale dans l'ensemble de l'évolution morphologique de l'Atakor. On peut par conséquent le négliger dans l'explication des formes du relief. En revanche son originalité semble justifier une étude particulière (P. Rognon 1967), car ce système d'érosion peut être pris comme type des conditions actuelles régnant dans cette partie médiane des grands déserts subtropicaux.

CHAPITRE IV

CONCLUSION :
DIVERSITÉ DES PAYSAGES ET DES PROBLÈMES GÉOMORPHOLOGIQUES POSÉS

Les formes du relief de l'Atakor s'opposent à celles des grandes plaines ou des inselbergs imposants du reste du Hoggar, par leur variété et la division en petites régions ayant chacune son individualité. Chacune de ces régions apporte l'une des clés du grand problème de l'évolution morphologique de l'Atakor :

1) *LE PREMIER PROBLÈME CONSISTE A DÉFINIR LES CARACTÉRISTIQUES DE LA HAUTE SURFACE SOMMITALE*, qui est le plus ancien vestige de l'évolution morphologique. Cette haute surface s'étend à la fois sur le grand bourrelet central du Hoggar et sur la partie haute de l'Atakor appelée aussi la Koudia. Mais dans la Koudia cette surface est masquée par les empilements de coulées volcaniques. Aussi la région la plus favorable à son étude est la région de Tazrouk ou TAZOULET, au contact entre le bourrelet et la Koudia. Dans ce secteur l'Atakor apparaît progressivement sous la forme de mesas isolées à corniches étagées, paysage de « gada » « découpées en tours de Babel » (J. BOURCART 1928), avant les vastes ensembles de l'Aleksod au Nord-Ouest et de la Koudia orientale à l'Ouest. Ces « vieux basaltes » subhorizontaux se sont épanchés de toute évidence sur cette vieille surface à la fin de son évolution et, au contact entre la surface et les premiers basaltes, on peut examiner les dépôts corrélatifs de la surface, à la fois pour connaître les conditions de son façonnement et pour tenter de la dater. D'autre part cette Tazoulet est parcourue par de très larges vallées au tracé indécis, seule exception à la magnifique toile d'araignée dessinée par le réseau hydrographique de l'Atakor. La très faible entaille de ces vallées orientales permet d'y retrouver plus facilement les traces de la vieille surface. Enfin cette région s'individualise par des conditions climatiques particulières qui ont dû avoir un caractère permanent au cours du Quaternaire :

— *une nuance plus sèche du climat*, car cette région est soumise aux vents du Nord-Est qui chassent vers le Sud-Ouest les orages formés sur les crêtes. D'après des mesures partielles effectuées par le Service de l'Hydraulique, Tazrouk à 1 850 mètres ne serait guère plus arrosée que Tamanrasset à 1 400 mètres ;

— *un froid hivernal plus rigoureux* dû à l'effet de cette topographie de hauts plateaux où l'air stagne au lieu de s'écouler vers les bordures (J. DUBIEF).

Les écarts thermiques diurnes sont ici plus accentués que partout ailleurs. Ces conditions ne favorisent pas la végétation qui est rare, buissonneuse même dans les oueds, et les arbres n'apparaissent que dans les vallées plus profondes et plus abritées vers l'aval. Les gelées sont un des fléaux du centre de cultures de Tazrouk.

2) *LA KOUDIA SE PRÉSENTE COMME UN PARADIS DE FORMES VOLCANIQUES, ET POSE DONC LE PROBLÈME DE LA SUCCESSION DANS LE TEMPS DE CES PHASES ÉRUPTIVES*, puis le degré d'évolution morphologique de ces volcans. LA KOUDIA ORIENTALE apporte surtout le témoignage des éruptions les plus anciennes sous la forme de grands plateaux basaltiques tabulaires et monotones, au pied desquels se sont développés des ensembles de glacis étagés extrêmement importants pour l'étude du Quaternaire. Au contraire à l'Ouest des Oueds Ouan Télène et Iherane dans LA KOUDIA OCCIDENTALE l'impression de monotonie disparaît car les plateaux de « vieux basaltes » ont été réduits à quelques mesas isolées, par l'apparition du volcanisme « acide ». Tandis que les lignes horizontales s'estompent, toute la zone axiale se hérisse de pitons de toutes sortes, hauts de 50 à 400 mètres (Ilamane), et dominés par quelques lourds massifs de lave phonolitique échelonnés

le long de la ligne de faîte : Assekrem, Serdjate, Tamahaguéni, Tahat, etc., avec de hautes falaises verticales trop imposantes pour être enfouies sous leurs débris. Le modelé si particulier des éboulis autour des appareils est ici le problème morphologique essentiel. Cette Koudia est couverte d'une steppe buissonneuse qui n'est plus liée aux oueds, mais recouvre tous les versants à partir de 2 200-2 300 mètres. Comme dans les hautes plaines de Midelt vers 1 300 mètres, on pourrait parler ici de « convergence des conditions de steppe et de montagne » (R. Raynal 1961, p. 282), mais avec 1 000 mètres de décalage en altitude. Dans la Koudia occidentale, abordée directement par les dépressions d'Ouest ou de Sud-Ouest, le climat est légèrement plus humide que dans la Koudia orientale. Mais c'est surtout l'opposition des paysages qui est à l'origine des noms très différents donnés par les Touareg aux deux parties de la Koudia : Ahaggar ouan guezzoulen à l'Est, c'est-à-dire le petit Hoggar (nous avons vu l'équivoque de ce terme Ahaggar, employé parfois par les Touareg pour le seul Atakor), et Ahaggar ouan egerine à l'Ouest (c'est-à-dire grand Hoggar). Cette opposition est marquée d'ailleurs par une coupure topographique très nette entre les hautes tables basaltiques de l'In Taraïne et le premier grand édifice phonolitique de l'Assekrem. Cette limite est aussi soulignée par de nombreuses vallées Nord-Sud parallèles et par l'avancée d'une chaîne de petits cratères stromboliens subactuels, alignés Nord-Sud, jusque sur le flanc Sud de la Koudia. Cette coupure a localisé d'ailleurs aussi bien la voie de passage traditionnelle (piste chamelière d'Idelès à Tamanrasset) que la piste automobile Hirafok-Tamanrasset entre la falaise du Tesserlite à l'Est et la barrière des pitons à l'Ouest.

3) *SUR LES FLANCS DE LA KOUDIA S'ORDONNENT DE NOMBREUX CONTREFORTS GRANITIQUES.* Longue chaîne Ifrak Taessa à l'Ouest, beaux inselbergs de l'Aheleheg et de l'In Tounine au Sud, ou encore massif mal dégagé d'Abdassène au Nord, tous ces reliefs ont une grande importance morphologique car l'histoire de leur dégagement par érosion différentielle permet de reconstituer presque toute l'évolution tertiaire du massif. C'est le « chaînon » indispensable d'une phase encore mal connue, entre celle de la formation de la vieille surface sommitale et celle du façonnement quaternaire si net dans la Koudia proprement dite. Ces reliefs granitiques posent également des problèmes originaux à cause de la variété des faciès de ces granites et des rapports de ces batholites avec le volcanisme (dépressions volcano-tectoniques).

4) *ENFIN LES BORDURES DE L'ATAKOR CONCENTRENT L'INTÉRÊT SUR LES PROBLÈMES DU RACCORD ENTRE LA MONTAGNE ET LES PLAINES ENVIRONNANTES.* Il s'agit d'abord d'expliquer *l'individualisation de la masse montagneuse elle-même.* Par exemple au Nord, la « gouttière » topographique suivie par l'Oued Hirafok- In Amguel marque la disparition de la belle ordonnance Nord-Sud des reliefs du Hoggar septentrional au contact du bourrelet central, et il ne peut s'agir d'un caprice local du tracé hydrographique : l'ampleur de cette « gouttière » est due à un phénomène bien plus général. Au Sud au contraire la bordure de l'Atakor est beaucoup plus discontinue : de petites plaines encore encastrées dans les reliefs sont des sortes de « vestibules » des grandes plaines du Tanezrouft ou du Hoggar méridional. Il n'existe pas ici de coupure nette comme au Nord, mais on observe une descente progressive des altitudes qui se poursuit encore au Sud des entablements du Debnat et de l'Hagallela (Sud-Est de Tamanrasset) jusqu'à plus de 100 km au Sud de Tamanrasset où commencent les immenses plaines de Laouni ou d'In Guezzam.

Cependant de tous les côtés les bordures de l'Atakor correspondent à la disparition des vieilles couvertures volcaniques, relayées au Nord-Nord-Est et au Sud-Ouest par des champs de lave très récents (Manzaz et Tahalra). *Or le dégagement de nouveaux reliefs postérieurs aux « vieux basaltes » pose le problème de l'érosion différentielle récente et de la genèse de ces petits reliefs « post-volcaniques ».*

Enfin les bordures de l'Atakor forment la transition entre des témoignages extrêmement importants sur le Quaternaire de la Koudia (dépôts lacustres, glacis étagés, formes d'éboulis, etc.) et les dépôts isolés, dispersés dans les vastes plaines du Hoggar et souvent connus depuis longtemps (Erg Tihodaïne, In Guezzam). Le raccord entre ces vestiges de montagne et de plaine s'effectue au niveau des bordures de l'Atakor et ce problème rejoint celui *des reconstitutions paléogéographiques, si important pour l'explication des variations climatiques au Hoggar durant le Quaternaire.*

DEUXIÈME PARTIE

LA SURFACE SOMMITALE DE L'ATAKOR ORIENTAL

CHAPITRE PREMIER

LA DÉGRADATION D'UNE HAUTE SURFACE TAILLÉE DANS LE SOCLE

Nous avons vu que, vers l'Est, l'Atakor était soudé à un grand bourrelet de « hautes terres ». Au delà des derniers entablements volcaniques de l'Atakor oriental qui s'émiettent en petites buttes isolées, une surface légèrement ondulée se poursuit, entre 1 750 et 1 900 mètres d'altitude sur 70 à 75 km. Du Nord au Sud, sa largeur atteint une soixantaine de kilomètres et elle couvre donc une superficie de plus de 4 200 km². Elle est limitée vers l'Est par la bordure du bassin triangulaire où se rassemblent les affluents de l'O. Tin Tarabine à 6-700 m en contre-bas, mais vers le NE elle se continue encore dans l'Eddekel. Ou doit-on alors placer la limite des bordures de l'Atakor ?

Pour les Touareg, cette vaste région n'appartient plus aux tribus de l'Atakor (Dag Rali et Adjoun Télé), mais aux Issakamarène et plus à l'Est, aux Aït Lohen. Cette division correspond à un changement sensible dans la nature des roches. En effet les dernières « mesas » de l'Atakor oriental reposent sur des roches très granitisées, liées à un granite qui affleure sur toute la largeur du bourrelet, pratiquement selon un méridien et sur 70 km du Nord au Sud. Or à l'Ouest de Tazrouk, apparaissent des roches très différentes, appartenant aux séries supérieures de l'Egéré. Elles datent également de l'époque suggarienne, mais sont beaucoup moins transformées : des gneiss à deux micas alternent avec des quartzites et des amphibolites. Cependant **cette limite géologique** ne peut pas être retenue. La vieille surface, en effet, s'étend indistinctement sur toutes ces roches (excepté les quartzites légèrement en relief) ; bien au-delà vers l'Est, elle se prolonge sur des migmatites et divers types de granites qui affleurent vers l'Eddekel. Elle s'étale aussi, sans modifications, sur deux petits fossés tectoniques post-pharusiens qui s'étirent perpendiculairement à l'axe du bourrelet :

— *Celui de l'Est*, près du Serkout est constitué par des schistes cristallins assez migmatisés, de résistance assez proche des roches suggariennes voisines.

— *Celui de l'Ouest* prolonge vers le Nord le bassin pharusien de l'Arefsa. Au pied Sud du bourrelet il change de faciès : les conglomérats résistants et les schistes tendres qui donnaient des reliefs de collines sur la bordure font place à des roches très hétérogènes : leptynites rouges résistantes, amphibolites et gneiss feuilletés moins résistants et quelques micaschistes peu métamorphiques (muscovite et chlorite) franchement « tendres ». Ces roches sur les 80 km de la largeur du bourrelet, forment une lame étroite, de plus en plus mince vers le N-NO. Cet amincissement s'accompagne d'un broyage progressif : au Nord de Bloumet, tout le fossé est formé de roche broyée qui déborde même vers l'Ouest sur le granite, avec une largeur de 1 à 2 km environ.

Cet étroit fossé occidental marque géologiquement la limite de l'Atakor oriental granitisé mais, topographiquement, cette limite n'a aucune valeur. En effet la vieille surface, puis les épanchements basaltiques ont totalement effacé l'influence de cette longue bande de mylonites et de roches plus ou moins tendres que le réseau hydrographique ignore totalement. Pourtant dans le cadre de la reprise d'érosion très brutale vers le Nord (O. Tezaït) cette zone de faiblesse reprend toute sa valeur.

La limite morphologique que nous choisirons dépasse légèrement cet accident inexploité, pour englober la Tazoulet qui sur une dizaine de kilomètres de largeur, barre le bourrelet de ses longues crêtes appalachiennes orientées NNO-SSE qui ne se retrouvent ni vers l'Est, ni vers l'Ouest.

I. — LA TAZOULET ET SES RELIEFS APPALACHIENS DÉVELOPPÉS DANS DES SCHISTES CRISTALLINS

CETTE INDIVIDUALITÉ DE LA TAZOULET PROVIENT DE L'AFFLEUREMENT D'UNE SÉRIE RUBANNÉE NETTEMENT DIFFÉRIENCIÉE

C'est un caractère assez rare dans ces vieux socles précambriens où la migmatisation crée des variations rapides et peu systématiques de la cohésion, de la composition chimique et du réseau de diaclases ou de strates des roches. TROIS SORTES DE ROCHES AFFLEURENT ICI, CARACTÉRISÉES PAR LEUR FAIBLE MÉTAMORPHISME ET LA QUASI-ABSENCE DE MIGMATISATION :

1) **des quartzites micacés** (éch. B.R.M.A., nº 755) formés d'un fond de cristaux de quartz qui présentent tous une extinction roulante, preuve de tensions postérieures très importantes. Sur ce fond, s'individualisent d'autres cristaux peu altérables, des muscovites, abondantes et orientées. Il est remarquable de constater que ces muscovites ne sont pas affectées par les efforts dynamiques qui ont étiré les quartz : c'est donc qu'une phase de métamorphisme, qui les a fait naître, a de nouveau transformé la roche et sans doute bouché les fissures. Ces quartzites sont donc des roches extrêmement résistantes qui se débitent seulement en petits blocs anguleux ou en plaquettes, selon de petites cassures postérieures à ce métamorphisme. Ces fragments de 10-15 cm de diamètre recouvrent tous les glacis d'un pavage très coloré : blanc éclatant sur les glacis récents, rougeâtre sur le plus ancien. Ils permettent donc la conservation de vieilles formes d'érosion et leur très relative chronologie, sur les flancs des crêts monoclinaux de 60 à 100 mètres de haut qui se succèdent à l'Ouest et au Nord-Ouest de Tazrouk, sur le bord Est du petit fossé pharusien.

2) **des amphibolites** continuent les grands affleurements de cette roche dans la Tourha, mais leur importance diminue rapidement et elles disparaissent juste au Sud de Tazrouk. Elles sont bien visibles à cause de leur couleur sombre, mais elles sont généralement aplanies dans les talus d'éboulis des crêtes de quartzites. Sur les glacis, elles ne donnent lieu qu'à de petits reliefs insignifiants. Elles résistent pourtant relativement bien à la désagrégation mécanique (excepté sans doute la thermoclastie), mais leur composition (ferromagnésiens et feldspaths basiques) les rend vulnérables à l'altération chimique ancienne à la surface de la pénéplaine. En effet, là où elles affleurent seules avec des gneiss, sans quartzites (par exemple à l'Est de l'Aleksod basaltique), les très larges vallées des Oueds In Assenguiel et Ahan Souri Abareka qui dégradent la surface prévolcanique au pied de l'Akaramram (NF 32 XIX-113-114) ne subissent aucune influence structurale. Elles s'étalent largement sans autre résistance que celle d'un filon de quartz.

3) **des gneiss feuilletés**, à deux micas et parfois disthène, alternent avec des gneiss plus « profonds », à biotite et amphiboles, qui l'emportent vers l'Est ou vers le Nord. Les *gneiss à muscovite* sont plus clairs et scintillants et se débitent en plaquettes généralement peu altérées. Ils donnent quelques crêtes, mais paraissent assez sensibles à la désagrégation mécanique vu leur fine structure bien litée. *Les gneiss à biotite et amphibole* sont rubannés ou même torsadés et toujours plus ou moins altérés en surface ; ils prennent parfois une couleur rougeâtre due à la ferruginisation et jouent le rôle de roche « tendre ».

Ces affleurements rubannés de quartzites, amphibolites et gneiss sont des racines de plis, dégagées en véritable relief appalachien, variable suivant le style des anciens plis :

1) CE STYLE EST ISOCLINAL DANS TOUTE LA RÉGION SEPTENTRIONALE, AUTOUR DES BASALTES DE L'ALEKSOD.

En avant de ceux-ci, dans la haute vallée de l'O. Tan Emerout, on observe de petites crêtes de quartzite, légèrement monoclinales et hachées de petites failles SSO-NNE qui s'individualisent entre les glacis couverts d'un reg quartzeux. Elles se trouvent nettement en contrebas de la vieille surface qui peut être matérialisée par les coulées horizontales de l'Aleksod et par les mesas conservées sur une lourde échine (formée de roches siliceuses : quartzites suggariens ? leptynites pharusiennes ?) que la piste Idelès-Tazrouk doit franchir en s'élevant à 2 030 mètres. A la base des « mesas », les gneiss qui alternent avec les roches siliceuses sont altérés sur 10 à 12 mètres, mais lès mesas gardent une altitude très constante vers 2 000-2 030 mètres entre l'Aleksod au Nord et l'Escar n'Aïhed au Sud (de part et d'autre de Bloumet) et elles s'abaissent très lentement vers le Sud. Cette altitude est aussi

Fig. 6. — Les bordures orientales de l'Atakor : croquis de localisation. 1 - granite ; 2 - migmatites et gneiss granitisés ; 3 - série de schistes cristallins peu métamorphiques de la Tazoulet ; 4 - schistes pharusiens du fossé de l'Arefsa ; 5 - trapps basaltiques ; 6 - appareils volcaniques « acides » ; 7 - cônes stromboliens et coulées « récentes » ; 8 - plaine d'érosion aréolaire en contrebas de la surface prébasaltique exhumée ; 9 - large vallée sableuse ; 10 - gorge de reprise d'érosion sur les bordures de la surface sommitale ; 11 - crête de quartzites.

celle des grands plateaux de l'Atakor oriental et elle définit bien l'allure de la surface fossile. *Ainsi les petites crêtes qui se dégagent dans le haut de l'Oued Tan Emerout, en contrebas de cette surface, répondent bien à la définition d'un relief appalachien*, sans qu'il soit nécessaire d'employer de terme restrictif (« pseudo-appalachien »). Cette surface n'était pas totalement plane : par exemple, juste au Nord sur la ligne de partage des eaux et entre les plateaux d'In Toukfissine à l'Ouest et de l'Aleksod à l'Est, une crête de quartzite était légèrement en relief (O. Tehilène) et a été ennoyée tardivement sous l'empilement des coulées, puis facilement dégagée depuis. On peut faire la même observation à l'Escar n'Aïhed (fig. 10).

Cette concordance des altitudes dans la partie Nord du bourrelet se continue fidèlement jusqu'à l'Eddekel, même sans couverture volcanique après les 2 006 m du Tebouchadesse (relief d'amphibolites) les 1 850 m des granites de l'Amatataye et à nouveau les 2 036 m (Neharet) 2 036 et 2 081 m du granite résistant du Dj. Serkassa dans le NE de l'Eddekel à plus de 80 km de l'Aleksod suivant l'orientation O-SO - E-NE de la ligne de faîte. Entre les deux grands môles granitiques (Atakor oriental à l'Ouest et Eddekel à l'Est), la surface a été plus nettement remaniée et les interfluves abaissés aux environs de 1 850-1 900 mètres. Par exemple, au pied Sud de l'Aleksod (qui fournit la trace de la vieille surface vers 2 050 m) les hautes vallées des O. Tan Emerout, Selemaye et Ikembar qui forment le bassin de réception de l'Oued Tazoulet, sont enfoncées de 50 à 100 mètres dans le socle d'amphibolites et de gneiss à biotites et amphiboles. H. Butler (1 924 a, p. 825) avait remarqué la netteté de la « surface de contact avec le cristallin » et distinguait en contrebas trois niveaux « correspondant probablement chacun à un cycle d'érosion et d'activité volcanique différent ». On y rencontre effectivement des glacis étagés :

1) **Un glacis ancien extrêmement régulier** est conservé sur quelques interfluves. Il recoupe les gneiss rubannés, complètement arasés et légèrement altérés (rubéfaction). Il n'est recouvert que

d'une pellicule extrêmement mince de blocs de quartz (venus de filons ou d'un affleurement de quartzite) couverts de patine rouge-brun et mêlés à un peu de limons rouges. Cette couverture de blocs paraît le résidu d'un reg alluvial plus varié qui a été totalement altéré par la suite. Ces glacis, très étendus parfois, se situent à 20 mètres au-dessus des thalwegs et se raccordent encore à des lambeaux de versants concaves couverts d'éboulis patinés. Lorsque ces éboulis sont très denses (à proximité des corniches basaltiques), ils protègent un ancien manteau d'altération rouge qui peut parfois encore jalonner tout le versant et qui paraît contemporain des glacis, avec leurs quartz rubéfiés et leurs limons rouges. Dans un prélèvement de cette altération en un point de l'O. Tan Emerout où elle se trouve bien « in situ » (analyse C.R.P.G. Nancy) :

— « Une arène de gneiss à muscovite, contient de fins fragments très abondants de quartz anguleux, de paillettes de muscovite, avec quelques grains de magnétite. »
— La fraction granulométrique fine séparée par centrifugation comprend du mica rare et une kaolinite très abondante (rayons X), de la kaolinite et des oxydes de fer (analyse thermopondérale).

Ces grands glacis en relation avec une altération rouge à kaolinite et oxydes de fer, se retrouvent sur tous les types de roches dans l'Atakor. Ils marquent la fin d'une grande étape dans le creusement des vallées, et ici, dans l'apparition des reliefs appalachiens.

2) **En contrebas, assez mal différenciés, viennent un ou deux glacis emboîtés** dont la couverture comprend, outre les quartz, des blocs de basalte et de migmatites, qui leur confèrent une couleur plus sombre parfois. Mais ici les quartz ne sont pas rubéfiés (sauf quelques blocs remaniés) et restent parfaitement blancs. Ces regs, plus récents, sont donc postérieurs à la grande phase d'altération rouge. Leur extension est souvent plus restreinte, à partir de petites crêtes gneissiques qui ne dépassent pas 5-6 à 10 mètres de hauteur relative. Ces glacis sont en rapport avec des lambeaux de terrasses peu caractéristiques dans la haute vallée et que nous allons retrouver en aval.

3) **Les fonds de vallées sont encaissés de 50 à 60 mètres en contrebas de la surface prévolcanique**, d'après des mesures barométriques sur les diverses branches de l'O. Tan Emerout (1 940 m et 1 960 m par rapport aux basaltes situés à 2 025 m).

2) DANS LA TAZOULET CENTRALE, LES AFFLEUREMENTS DESSINENT DES FORMES PLUS CLASSIQUES D'ANTICLINAUX ET DE SYNCLINAUX :

1) **Entre les O. Sersouf et Tazoulet** un anticlinal surtout quartzitique dont la « terminaison périclinale est admirablement visible » sur la carte au 1/200 000 (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 124) présente une très nette dissymétrie. Le pli est déjeté vers l'Est où les couches sont redressées à la verticale, alors qu'à l'Ouest, le pendage plus faible permet de voir, entre les quartzites, des gneiss et des amphibolites. Le cœur du pli est formé de gneiss et juste dans l'axe sont montées deux cheminées phonolitiques le Tazezek (2 172 m) et un autre piton plus au Nord. Malgré la brutalité de l'érosion *sur son flanc Ouest* où la gorge de l'O. Sersouf s'enfonce à 450 m en contrebas (en découpant des chevrons et un fouillis inextricable de « serres » peu accessibles) l'anticlinal n'a pas été évidé et conserve parfaitement les altitudes de la vieille surface. On note encore 2 073 m vers le Sud où un crêt quartzitique s'élève même à 2 140 m dans l'Assekrem le long de l'O. Tazoulet (fig. 7). Au contraire, *vers l'Est* où les pendages sont subverticaux, deux petits « ruz » (dont celui des Tilmas Tahoyeurt) ont commencé à évider des « combes » mais dans l'ensemble, la surface aplanie est conservée en dehors de toute couverture volcanique.

2) **A l'Est de l'O. Tazoulet**, plusieurs replis anticlinaux de quartzites et gneiss, également arasés donnent une surface parfaitement carrossable vers 1 870 mètres. Sur 6 kilomètres, l'altimètre ne varie guère de plus de 5 mètres sur d'immenses épandages de petits blocs de quartz et quartzites où même les filons sont aplanis et le drainage quasi inexistant (quelques rigoles). Ce sont *des restes de l'ancienne surface, légèrement dégradée et protégée par sa pellicule de reg*, tandis que les vallées principales s'enfoncent (1 830 m sur l'O. Tazoulet par exemple). Vers l'Est l'O. Tagerafet, né dans le reg, s'enfonce de 5-6 mètres, puis 30-35 m (au niveau du « Oul » de la carte IGN, en fait l'Élakif), puis 60-65 m au niveau des « zeribas », entre des versants de grandes plaques de gneiss micacé en équilibre sur les versants (l'oued est essentiellement sableux). De ce niveau 1 870 m on aperçoit à l'exception des entailles des vallées, une immense surface s'étendant à perte de vue vers l'Est jusqu'au pied du Serkout. Vers le Nord cette surface s'élève insensiblement jusque vers 1 900-1 950 mètres.

3) **A l'Est de l'O. Taguierafet**, un très large dôme, principalement formé de gneiss surtout à muscovite et biotite, est aplani comme un petit plateau qui porte le nom de *Takerka* (1 820-1840 m).

Il est légèrement plus bas que le précédent et s'incline très doucement vers l'Est. Or les gneiss inclinés à environ 60-70°, hérissent parfois sa surface de plaques dressées mises en valeur par des ruisselets récents, mais celles-ci ne dépassent pas la hauteur de 0,5 à 1 mètre. Ce sont des « micro-crêtes » localisées sur les bords, mais le plateau lui-même est modelé avec une parfaite régularité, par d'immenses glacis couverts par un reg de quartz anguleux, blancs ou parfois jaunâtres. *On croirait retrouver ici à* 1 850 *m les paysages classiques de la plaine de l'Amadror, situé à* 750-800 *m plus bas au Nord !* Tout ce quartz est fourni par des filonnets d'apports et des filons qui traversent les gneiss en tous sens. Très finement fissurés, ces quartz sont tout préparés et dès qu'une ravine les déchausse sur 1-1,5 m, de petits éléments quartzeux de 10-20 cm s'éboulent et jonchent à nouveau le sol. Ainsi la surface s'abaisse extrêmement lentement, selon un processus classique, freiné par le pavage des quartz.

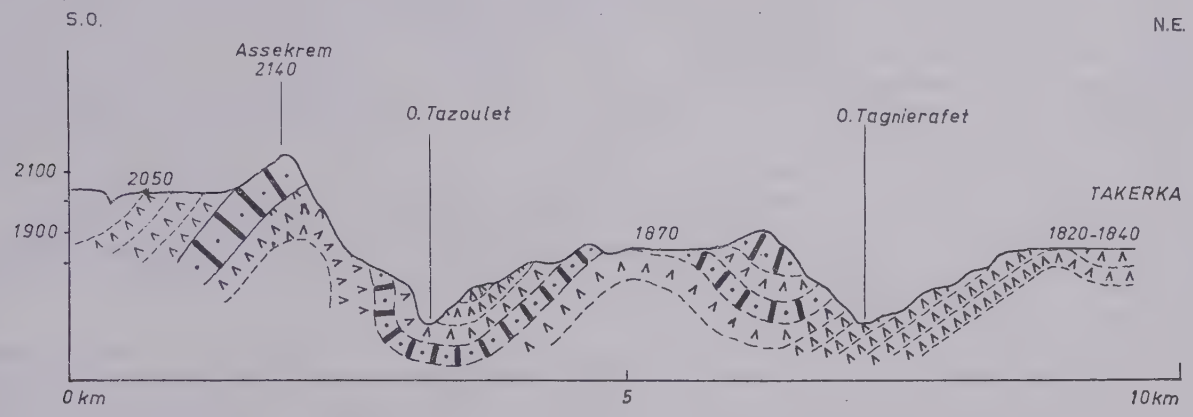


Fig. 7. — Coupe à l'Est de la Tazoulet. Cette coupe montre le passage des reliefs appalachiens avec des crêts de quartzites de la Tazoulet aux plateaux réguliers de l'Est dans des gneiss plus granitisés (Takerka).

Cette abondance du quartz provient ici de schistes cristallins enrichis en apports migmatitiques car, vers l'Est, les belles alternances de quartzites, amphibolites et gneiss disparaissent. La surface sur ces gneiss granitisés se dégrade non plus en reliefs appalachiens, mais par la lente évolution des regs de quartz entre les entailles des vallées. Vers le Sud, sur les migmatites arasées à 1 800-1 850 m, nous retrouvons des entablements basaltiques dans le Seddereg aux environs de 1 900 mètres, avec une surface prébasaltique vers 1 850 m, c'est-à-dire, avec l'imprécision des mesures, à une centaine de mètres plus bas qu'au Nord. *Tous ces regs dérivent donc bien de la vieille surface fossile.* Cependant, l'anticlinal formé de quartzites à l'Ouest de l'O. Tazoulet dominait cette surface de 100-150 m, puisqu'il maintient des altitudes voisines de 2 000 m jusqu'au bord Sud du bourrelet.

4) **L' O. Tazoulet dans la région de Tazrouk est le seul cas de vallée synclinale, à côté de ces divers « monts » anticlinaux.** Aussi a-t-elle une ampleur démesurée : l'oued sablonneux s'y étale, bordé de ses terrasses limoneuses sur près de 150 mètres de largeur. Au-delà, de très longs glacis recoupent gneiss et amphibolites et s'étendent surtout vers l'Est où le pendage est moins fort. Ce synclinal est ouvert au Nord, ce qui explique la belle concentration hydrographique, à l'amont, des oueds venus de l'Aleksod et de ceux qui proviennent de l'Atakor oriental (par exemple les O. Tirehitine et O. Eferezi qui traversent en « cluses » la terminaison périclinale de l'anticlinal de quartzites). Au contraire au Sud, le synclinal se ferme brutalement et l'oued s'en échappe par une gorge entaillant directement un petit anticlinal gneissique et sa ceinture de bancs quartzitiques[1] et l'on cherche vainement, dans son cours aval, d'autres éléments d'adaptation. La gorge s'enfonce de près de 300 mètres en contrebas de la pénéplaine à travers des gneiss puis des migmatites. Cette adaptation à la forme synclinale est donc tout à fait fortuite. C'est un cas unique sur la vieille surface. Parallèle aux « monts » quartzitiques, elle renforce l'originalité de ces reliefs appalachiens de la Tazoulet par rapport aux plateaux orientaux.

1. D'après une mesure barométrique, l'O. Tazoulet dans son synclinal serait nettement plus haut (1850 m) à latitude égale, que l'O. Taguierafet (1815 m), sans doute à cause de ce niveau structural local.

A L'EST, LA VIEILLE SURFACE DÉGRADÉE EST PARSEMÉE DE TRÈS RARES INSELBERGS ET ENTAILLÉE PROGRESSIVEMENT PAR LES VALLÉES

1) *UNE SURFACE MONOTONE, ACCIDENTÉE DE TRÈS RARES RELIEFS.* Le nivellement de tous les interfluves permet en effet de circuler très facilement en voiture jusqu'à l'aiguille de l'Aokassit (piste du B.R.M.A.) mais même jusqu'au Serkout, comme le fit par exemple le Capitaine Parisse avec un vieux Dodge militaire. Cette haute plaine où la circulation est facile rappelle la haute surface de l'Ad. des Iforas souvent couverte également d'un reg quartzeux, et certains paysages de très larges vallées (Eferezi, Tirhéhitine ou O. Tazoulet) avec leurs immenses épandages buissonneux et plats ont rappelé à R. Capot-Rey sa tournée dans les Iforas. Comme dans les Iforas, les reliefs résiduels sont rares ici aussi et se limitent à quelques crêtes de quartzites (que nous avons mentionnées) et au magnifique **inselberg granitique du Serkout**, qui domine la pénéplaine et se voit de presque tous les points de la surface sommitale. Il s'agit comme dans les Iforas ou l'Aïr, d'un massif à l'emporte-pièce de granite « hyperalcalin », en forme d'ellipse de 15 km sur 7 environ. Il rappelle les inselbergs de l'Aïr comme l'Ad. Elmeki (430 m de haut), l'Ad. Guissat ou surtout le Tarraouadji. Celui-ci domine la pénéplaine de l'Aïr de 5 à 600 m, tout comme le Serkout atteint 2 126 et 2 306 mètres au-dessus d'une surface aplanie vers 1 700-1 750 m. Cette altitude de 2 300 m l'égale aux points les plus élevés des chaînes granitiques de la Tefedest et de la Taessa. La région sommitale est assez plane, parsemée de petits « pains de sucre », puis vers les bords, on passe à de vertigineuses surfaces lisses qui se raccordent aux bordures. Pratiquement tout l'affleurement de ce granite est en relief (environ 80 km²). Sa masse n'est entamée qu'au NE par l'évidement d'une sorte de **« boutonnière »** (par un affluent de l'O. Azzoul), parsemée de petits clochetons (photo aérienne I, nº 53, de la Mission B.R.M.A. de M. Lelubre, P. Launey, P. Bordet et J. Blaise).

Le granite du Serkout est très proche du granite commun d'In Tounine avec des biotites groupées, des orthoclases perthitisés et des plagioclases (albite/oligoclase) rares et en petites baguettes. La tendance des cristaux est porphyroïde. Au contraire, le granite de la boutonnière est grossier, hétérogène, avec des plagioclases abondants (albite/oligoclase) automorphes et zonés, du quartz fréquent, xénomorphe, intersticiel, du microcline avec formation de myrmékite et enfin de la biotite fréquente, en amas ou en cloisons (M. Bourgeois, M. Bouvet et P. Illy, 1955-1956). A cause du quartz interstitiel le granite de la boutonnière paraît assez résistant à la désagrégation granulaire, mais il présente de nombreux caractères moins favorables : son grain est grossier, les quartz présentent une extinction roulante, les microclines sont altérés, les plagioclases abondants, sont très altérés et enfin la biotite est dispersée en cloisons. D'autre part, ce granite renferme des inclusions de roches basiques d'environ 10-20 cm très altérables. *La boutonnière correspond exactement à l'affleurement de ce granite et résulte donc d'une érosion différentielle.*

Plus spectaculaire est l'**érosion différentielle entre le granite normal du Serkout et le granite pharusien** traversé à l'emporte-pièce. Au Sud, en effet, la dénivellation atteint 900 mètres en 3 km et le contact est d'une brutalité jamais rencontrée dans l'Atakor. La base du versant suit fidèlement le contact et le granite pharusien est arasé en magnifiques pédiments à 1 400 mètres d'altitude, c'est-à-dire presqu'au niveau du plancher de la grande plaine de l'O. Tin Tarabine. Ce granite aplani (ech. 75, B.R.M.A.) est assez grossier, prophyroïde et parfois orienté :

— Le quartz est abondant, en plages globulaires de cristaux xénomorphes.
— Les plagioclases (probablement oligoclase) sont abondants, généralement xénomorphes, de toutes les granulométries possibles, et très séricitisés.
— Le microcline est rare, en plages xénomorphes.
— La biotite est abondante, toujours dispersée en cloisons. Un peu altérée, elle renferme toujours des inclusions de zircon et apatite.

Les deux granites moins résistants se distinguent donc par l'abondance des plagioclases et la rareté des orthoclases alors que dans le granite résistant, les proportions sont exactement inversées.Mais entre les deux granites érodés, il est difficile de dire la raison de cette différence si nette de comportement : le granite pharusien, malgré sa richesse en quartz, a comme l'autre des plagioclases très altérés, mais en plus une biotite plus abondante et en cloisons. A remarquer aussi le xénomorphisme du quartz, du microcline et des plagioclases, mais en quoi cela est-il une cause de faiblesse ? *La raison paraît plutôt d'ordre chronologique : le granite pharusien a subi toutes les tensions et les fracturations liées à la mise en place du granite tardif.*

Le Serkout, situé dans la zone où l'attaque de l'érosion a été la plus violente est par excellence un inselberg de dureté. Lorsqu'il sera entièrement dégagé, il atteindra la taille du Tan Afella ou de la Garet el Djenoun, mais le dégagement se sera effectué en 2 cycles au moins :

— le stade antérieur à la vieille surface sommitale ;
— celui du niveau actuel de l'érosion.

Ceci est extrêmement important car, dans notre étude, nous rencontrerons des inselbergs de la première

(In Tounine, Aheleheg) et de la seconde taille (Tan Afella). Il est intéressant de signaler ici, un cas intermédiaire. Il faut remarquer, d'autre part, que tous les granites jeunes ne sont pas en relief :

a) *A 15 km au Nord du Serkout, le granite intrusif de l'Aguendis* (tilmas d'Aguendis) est aplani à 1 700-1 750 m, sans aucune topographie particulière. Allongé selon un axe tectonique qui a rejoué postérieurement à sa mise en place, il est peut-être plus fissuré et a une tendance plus marquée à l'arénisation que celui du du Serkout (NF 32 XIX 68-69). D'autre part au NE, une amphibole brune vient s'associer à la biotite dans une région où le granite se creuse d'alvéoles sableuses (O. Téhé Kalane, O. Kadok). Mais on peut aussi invoquer une raison plus simple, en remarquant que l'érosion ne fait que commencer au niveau de la coupole de ce granite comme l'indique la présence de nombreux « roof pendants » (M. Bourgeois, M. Bouvet et P. Illy, 1955-1956, p. 11). C'est là un problème essentiel : ces batholites sont montés à des hauteurs extrêmement variables et il faut tenter d'apprécier s'il y a eu réellement érosion ou simplement affleurement. Cela explique que ce granite se trouve, sur la pénéplaine, au même niveau que le granite pharusien de l'O. Eocelli, de même nature pourtant que celui qui est arasé au pied du Serkout.

b) *A 20 km au NO du Serkout, un autre massif intrusif le Tecellit tan Souleye* culmine à 1 959 m au-dessus d'un granite migmatitique et de migmatites situées vers 1 750-1 800 m. Il s'agit d'un fragment de la coupole d'un autre batholite, sectionné par une grande fracture ESE-ONO et plus soulevé au Nord de cette faille. M. Bourgeois et P. Illy ont montré qu'ici aussi sur le sommet et les bordures affleurait un granite fin, sans doute « de coupole », très riche en albites sub-automorphes, tandis qu'au-dessous vient le granite grossier à microclines abondants.

Les seuls autres reliefs qui accidentent cette surface sont des appareils trachytiques ou phonolitiques bien postérieurs a l'aplanissement. Extrêmement rares dans l'Est du bourrelet (Amatataye), ils sont plus denses en approchant de la Tazoulet et de l'Atakor et « font saillie dans la plaine granitique comme des pointes de clous qui traversent une planche ». (H. Butler, 1924 b, p. 68) Leur répartition ne paraît liée ni à des fractures, ni à des axes de plissements, mais leur essaim assez lâche prend en écharpe la partie centrale du bourrelet suivant un axe OSO-ENE avec une densité un peu plus forte autour de l'Aokassit. Ils s'interrompent à l'Est, mais l'Amatataye reste dans le même axe, minuscule jalon vers les appareils « acides » du SE de l'Amadror : la continuité est donc assurée entre l'Atakor et cette autre région volcanique. Certains ont une allure en château fort entouré de falaises comme le Senane (Sud de l'Aleksod) ou l'Elakif (2 109 m), d'autres de muraille (In Guezzam), de pain de sucre (l'Oul, 2 080 m), ou de clochetons (Tazelnegzant) au NE de l'Aokassit. Mais nous prendrons pour type l'**Aokassit** (2 159 m), la plus belle aiguille de toute la région, formée de trachyte quartzifère, la roche volcanique la plus « acide » du lot puisqu'il n'existe pratiquement pas de véritable rhyolite dans l'Atakor. Cette aiguille est entourée d'un talus d'éboulis extrêmement variables : vers le NO, les blocs énormes mais épars cachent mal le substratum de schistes alors qu'au Sud et au Sud-Est, l'éboulis est beaucoup plus épais et dense jusque vers 100 à 150 mètres au moins. La raison de cette dissymétrie paraît très simple : tandis qu'au NO les orgues grossières montent lentement en s'incurvant vers le haut de l'aiguille en donnant une surface lisse, vers le S et le SE, elles sont verticales avec de grandes diaclases qui découpent la façade. Sur cette face, un grand dièdre s'est éboulé jusqu'au bas du talus où des blocs de 8 à 10 mètres de côté ont évolué depuis en abri sous roche, (le plus grand de ces abris a 10 mètres de long, 4 mètres de profondeur et 2 mètres de haut), ce qui indique une chute sûrement ancienne. D'autres blocs cubiques de 4-5 mètres de côté jonchent aussi le glacis. Dans la falaise, des surplombs indiquent que la destruction de l'aiguille se poursuit selon la diaclase maîtresse, le long de laquelle d'ailleurs la phonolite est altérée en terre blanchâtre (R.Verien et J. Sudriez). Si l'on met à part ces blocs gigantesques provenant de ce dièdre, l'éboulis peut se diviser en quatre parties (fig. 8) :

— *Au pied de la falaise, on est frappé par le petit calibre des blocs* (10-20 cm), instables, sans patine, très anguleux, qui forment le pierrier actuel (curieusement sur flanc Sud ici) qui est alimenté à la fois par des chutes de petites pierres, et par l'amenuisement d'éboulis anciens, plus gros, qui sont intensivement fragmentés sous l'effet du gel subactuel (des blocs de 1 ou 2 mètres, à moitié enfouis, se débitent en feuillets de 10 cm de long et 1 à 1,5 cm d'épaisseur).

— Puis *de gros blocs de 2 à 3 mètres de diamètre* deviennent prépondérants, très stables et patinés, mais les vides sont dépourvus de petite pierraille : cet éboulis semble « mort » actuellement.

— Plus bas, *les interstices se remplissent de limons.* De petites banquettes de solifluction, de 4-5 mètres de large et une vingtaine de long adoucissent la pente : la partie basse de l'éboulis évoluait jadis par une lente solifluction.

— Puis, commence *un grand glacis,* jonché à l'amont par les blocs énormes venus du dièdre, puis couvert par 0,5 à 1 mètre de petits blocs (10-25 cm) anguleux, pêle-mêle, comprenant des fragments de schistes non altérés, mêlés aux blocs de phonolite, reposant sur les schistes régulièrement taillés et à peine altérés. La régularité de ce glacis est étonnante, bien qu'il ne soit plus fonctionnel : en surface toutes les pierres sont posées à plat et quelques ravines commencent à peine à le disséquer. Vers l'aval la couverture de blocs s'épaissit (1-2 mètres) et recouvre *une terrasse graveleuse de couleur rousse,* qui renferme quelques galets (quartz, phonolite) enrobés dans du sable et cimentés par du fer avec quelques lits noirâtres soulignant des stratifications entrecroisées.

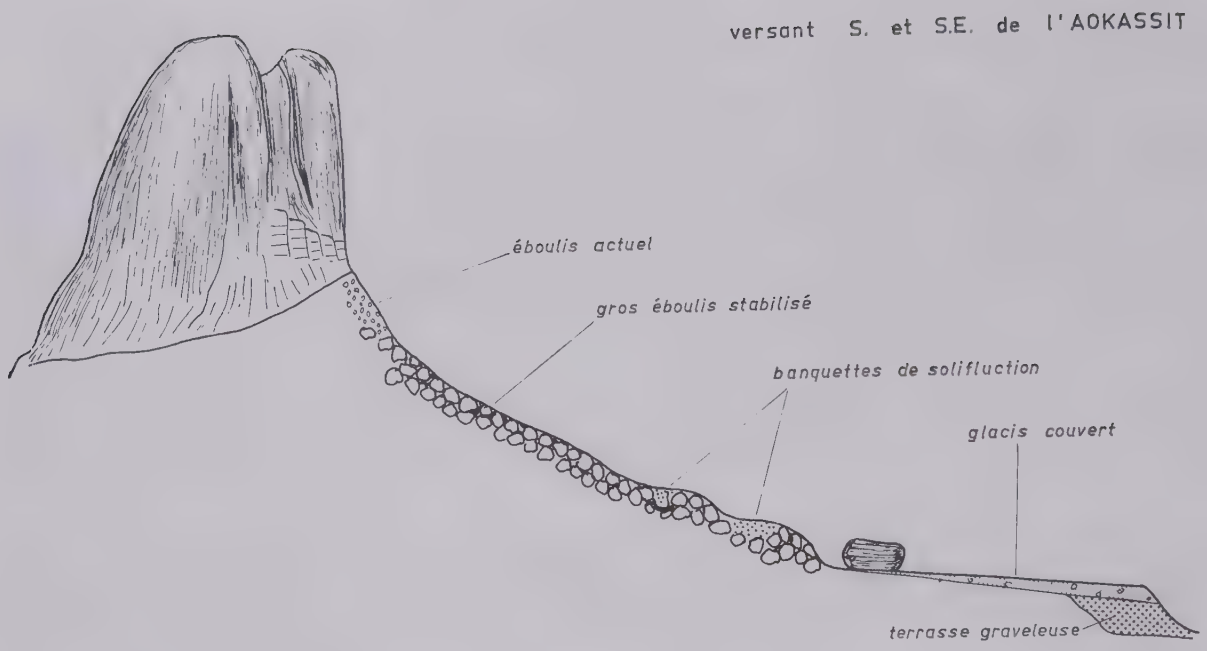


Fig. 8. — Le modelé des versants Sud et Sud Ouest de l'Aokassit.

Ainsi la couverture de ce glacis empruntait ses blocs au versant phonolitique durant une phase de fragmentation active (gel ?) et de solifluction (humidité) qui est postérieure à la terrasse graveleuse rougeâtre. C'est un premier cas certain de relation entre glacis et terrasses. En effet aux glacis uniques ou étagés de la vieille surface, font suite, vers l'aval, des lambeaux de terrasse, mais ceux-ci sont rares dans cette région, à cause de l'incision rapide des vallées.

2) *L'ENTAILLE PROGRESSIVE DES VALLÉES.*

Dans les hautes vallées, le creusement est un fait extrêmement récent. Ainsi par exemple, SUR LE FLANC EST DU TAKERKA ET AU-DELA DE L'O. OUAN ELOT, s'étendent de très beaux glacis recouverts d'une pellicule de graviers de quartz et taillés dans des gneiss très riches en biotite, plus ou moins altérés en limons rouges ou brun-rouge. Ces glacis atteignent une très grande perfection, les interfluves étant réduits à de petits chicots rocheux informes de 3-4 mètres. Or dans cette topographie évoluée, l'O. Ouan Elot s'enfonce très progressivement, large lit sablonneux de 50 mètres environ, enfoncé seulement de 2 à 3 mètres, puis 5 à 6 mètres quand il devient l'**O. Aokassit**. Sur la rive droite, en aval du confluent, une première terrasse fournit la coupe suivante :

Au sommet, une légère pellicule (0,2-0,5 m) de blocs anguleux provenant du socle paraît avoir pour origine la même phase d'active fragmentation que le glacis du pied de l'Aokassit, mais à partir de roches moins gélives que les trachytes.

Au-dessous, sur 1-1,5 mètre, des sables roux cimentés, à feldspaths abondants alternent régulièrement avec des lits de 10-20 cm de limons argileux gris à la base et plus rougeâtres vers le haut, contenant des traces de matière organique noire (charbons ou débris de végétaux écrasés). L'argile contenue dans ces limons, analysée aux rayons X (Lab. Géol. Strasbourg) comprend environ 50 % de montmorillonite, 40 % d'illite et 10 % de kaolinite (celle-ci pouvant provenir de l'altération antérieure sur les glacis rubéfiés à galets de quartz car, on retrouve des grumeaux de cette argile rouge vif emballés dans des limons). *Cette association montmorillonite-illite va caractériser dans tout l'Atakor, la terrasse liée au glacis le plus récent, dans les régions du socle.*

Au-dessous, sur 2 mètres environ, on trouve des sables gris très clair. Ils contiennent vers le bas des graviers et quelques blocs, mais deviennent rapidement homogènes en fines strates parallèles, très régulières et dépourvues de tout ciment. Cette allure pourrait faire penser à des regs successifs de sables éoliens, mais une analyse granulométrique permet d'éliminer cette hypothèse. Ces « strates » représentent de petits apports de nappes de ruissellement successives, sans tri, qui rappellent énormément l'allure stratifiée des alluvions actuelles, là où le ruissellement pelliculaire transporte encore du sable. On peut interpréter cette séquence comme *le passage d'un écoulement fluviatile d'oued, à un remplissage de la vallée par de très minces apports de ruissellement sous un climat assez proche de l'actuel.*

Ainsi entre un Aride antérieur et l'Aride actuel, apparaît une séquence plus humide bien individualisée avec une légère phase d'altération, suivie d'une fragmentation et d'un transport plus efficaces,

qu'à l'heure actuelle. Mais dans cette région orientale, toujours plus sèche que le reste de l'Atakor cette phase humide est restée relativement « discrète ».

En aval, au confluent et le long de l'O. Tin Aléo, la terrasse graveleuse rougeâtre s'étale très largement, atteint une épaisseur de 3 à 6 mètres. Dans l'O. Tin Aléo on a la chance de trouver avec une extrême netteté, la superposition suivante (fig. 9) :

A la base, la terrasse rougeâtre qui atteint parfois 5 à 6 mètres, se caractérise dans cet Atakor oriental, par sa granulométrie plus sableuse que graveleuse (sables grossiers) et par l'abondance de son ciment ferrugineux (dû à l'abondance des biotites dans ces gneiss, mais aussi peut-être à une nuance climatique originale — tropicale sèche — de l'Atakor oriental à cette époque, permettant ces migrations ?). Ce

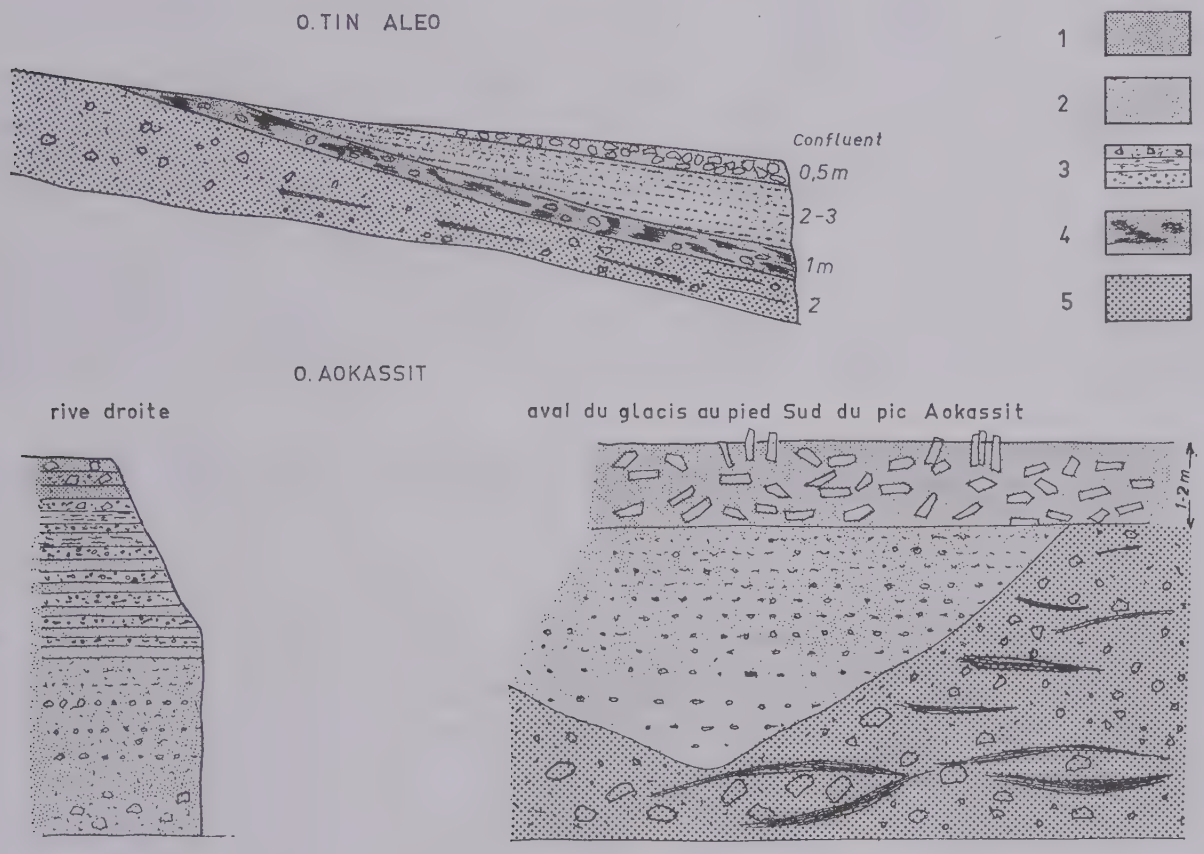


Fig. 9. — Les terrasses alluviales dans les oueds entaillant la haute surface à l'Est de Tazrouk. En bas à droite : coupe juste à l'aval du glacis de l'Aokassit. En bas à gauche : coupe de rive droite de l'O. Tin Aleo. 1 - limons bruns contenant des plaquettes de roche volcanique gélivées, puis solifluées ; 2 - sables gris à graviers, à stratifications horizontales ; 3 - petites strates de graviers cimentés ; 4 - lentilles ou encroûtement ferrugineux ; 5 terrasse rousse graveleuse contenant des galets, surtout vers la base.

fer se trouve dans les strates plus grossières et, vers le haut de la terrasse, il s'accumule franchement sur près d'un mètre, sous forme de limonite enrobant quelques graviers et les sables. Les analyses thermo-pondérales et aux rayons X de la fraction argileuse (Inst. Géog. Paris) indiquent une illite très prépondérante avec des traces de kaolinite (détritique ?) et un peu d'oxydes de fer (gœthite ?). Cette illite qui paraît prédominer dans tous les échantillons de la terrasse graveleuse est ici l'indice d'une altération très faible qui détruit probablement les chlorites en donnant des illites plus ou moins dégradées.

Au-dessus on trouve les sables gris de la coupe précédente (rive droite O. Aokassit) avec leurs fines stratifications et l'absence de ciment (1 à 2 mètres) puis très vite l'on passe à 0,5 mètre de blocs anguleux pêle-mêle, sans niveau limoneux.

Dans la haute vallée de l'O. Tazoulet, ces deux éléments de terrasses différentes sont tantôt emboîtés (Tazrouk), tantôt superposés (O. Tiréhitine, O. Tan Emerout). La superposition s'observe surtout dans les hautes vallées et les petits affluents où aucune incision n'est intervenue entre ces deux périodes, alors qu'une entaille se produisait sur les vallées plus importantes. **Dans l'O. Tan Emerout, on peut voir en un point, la coupe suivante** :

— *Sous un reg de petits graviers blancs* (15 *cm d'épaisseur*) *lié au glacis inférieur, on rencontre un alluvionnement limoneux brun au bas des pentes.* A la binoculaire, on remarque la présence de débris de quartz assez grossiers et anguleux, de feldspaths, de muscovite et de biotite et même quelques baguettes noires d'amphibole c'est-à-dire tous les constituants des gneiss environnants. L'étude de la fraction fine (C.R.P.G., Nancy) indique aussi bien aux rayons X qu'à l'analyse thermopondérale, la présence de montmorillonite et de kaolinite, mais l'analyse thermopondérale sur la partie fine extraite par centrifugation permet de dire que les proportions sont faibles et qu'il existe beaucoup de matière inerte. Reprise à Strasbourg par la méthode d'extraction courante, la fraction réellement argileuse a donné 90 % de montmorillonite, 10 % d'illite ouverte et des traces de kaolinite. En d'autres points, ces limons bruns sont remplacés par des limons gris identiques à ceux de l'O. Aokassit.

— *Au-dessous, 3 mètres d'alluvions graveleuses représentent la terrasse rougeâtre typique,* avec quelques concrétions noirâtres (manganèse ?). Les quelques galets ne présentent aucune trace d'altération chimique.

— *Enfin, sous la terrasse rousse, apparaît un autre dépôt* non rencontré encore, et visible ici en plusieurs points : ce sont des limons noirâtres, contenant des fragments de quartz et de feldspaths intacts, de 1 à 2 cm parfois, mais enrobés dans des limons très abondants. L'analyse chimique (Serv. Mines et Carte Géol. Alg.) indique que la partie fine limoneuse comprend beaucoup de silice (67,6 %), de l'Alumine (13,05 %), relativement peu de fer (Fe^2O^3 = 4,19 %, FeO = 0,57 %) ; le titane est presque absent (0,8 %) et la perte en eau de 3,18 % seulement. Ces limons paraissent donc assez hétérogènes, comprenant un peu de fer et de matière organique, mais très peu d'argile. Une analyse thermique différentielle effectuée sur la fraction fine non traitée chimiquement (Inst. Cathol., Paris) indique de l'illite, des oxydes de fer abondants (goethite ?) et de la matière organique. La fraction purement argileuse étudiée au diffractomètre (Lab. Géol. Strasbourg) a fourni 90 % de montmorillonite, environ 10 % d'illite et des traces de kaolinite. Ce résultat est curieusement identique à celui trouvé pour les limons bruns du haut de la coupe et il renforce l'impression de terrain qu'il y a une forte analogie entre ces deux dépôts. Les limons inférieurs sont plus grossiers (la fraction argile était plus facilement emportée ?), plus humifères et riches en fer.

Ainsi apparaissent clairement deux périodes d'altération limoneuse brune ou noire, sur le socle, encadrant la période plus sèche de la terrasse rousse détritique, liée à des ruissellements semi-arides ou arides.

Excepté l'O. Tazoulet dans le synclinal de Tazrouk, tous ces réseaux hydrographiques sont complétement inadaptés :

1) **La direction la plus étonnante est Est-Ouest et même franchement OSO-ENE ou SO-NE sur de très nombreux tronçons de vallées.** Ainsi les *O. Tiréhitine* et *Eferezi* traversent indifféremment le fossé pharusien où des phyllades et surtout des mylonites auraient permis un enfoncement facile (que réalise aujourd'hui, partiellement, l'O. Sersouf) mais aussi un anticlinal de quartzites pour aller rejoindre l'O. Tazoulet. Les *O. Tileline et Asselissane* suivent des tracés tout aussi abérrants, avec précisément cette direction O-SO-E-NE alors que deux niveaux de base très déprimés au Sud-Ouest (Tahifet) et S-E (O. Sersouf) auraient dû attirer l'écoulement. Encore peut-on penser dans cette partie orientale de l'Atakor à une surimposition sur d'anciennes coulées basaltiques dont les témoins parsèment la région. L'O. Tazoulet avec sa position synclinale et son réseau amont hiérarchisé serait apparu ensuite comme l'exemple d'une certaine adaptation.

Or on s'apercoit qu'au delà vers l'Est, en l'absence de toute couverture basaltique, ces tracés aberrants O-SO-E-NE et SO-NE deviennent presque la règle générale (O. Iahanléléne, O. Ahan Souri Abareka ; O. Eocelli) sans aucune justification structurale puisque toute la trame géologique est orientée Nord-Sud. Ces tracés peuvent avoir été surimposés dans des basaltes ; mais ceux-ci n'ont pas dû avoir une grande épaisseur (sinon il subsisterait des buttes témoins) et ne peuvent pas être responsables de cette pente vers l'Est. On ne peut même pas invoquer la pente topographique générale puisque au Nord du bourrelet, la vieille surface atteint souvent encore 1 880, 1 817, 1 850 m (Tebouchadasse) 1 853 m (Bouhinette), 1 862 m (Amatataye) et que les altitudes remontent dans l'Eddekel vers le NO ou O-NO. A la rigueur peut-on comprendre le tracé de l'O. Assenguiel (juste à l'Est de l'Aleksod) qui va se jeter dans l'O. Amadror. Or il rejoint brutalement ce niveau de base déprimé, par une « chute » de 350 m en 11 km à vol d'oiseau (1 700-1 350 m) apparemment sans raison valable, puisqu'il s'agit de gneiss à biotite tout le long de ce parcours tout comme en amont et en aval... Il y a un rajeunissement brutal au niveau du rebord du bourrelet et la direction O-SO-E-NE paraît plus ancienne, liée à un système de pentes vers la région de Sérouenout. On pense aussitôt à un *basculement très ancien* et nous allons en retrouver la trace avec la lente montée du socle de l'E-NE vers l'O-SO à travers tout l'Atakor

jusqu'aux 2 200-2 300 m de l'Ouest. Ce basculement rappelle, en sens inverse, celui des Iforas ou de l'Aïr où la pente est orientée au contraire vers l'Ouest, avec le même tracé aberrant des oueds bien mis en évidence dans les Iforas par R. Capot-Rey (1951). En effet, les oueds ont tous « une direction perpendiculaire aux accidents subméridiens » ; prenant naissance dans la partie orientale qui n'est pourtant pas la plus élevée, ils traversent tout l'Adrar des Iforas pour rejoindre la dépression du Tilemsi à l'Ouest.

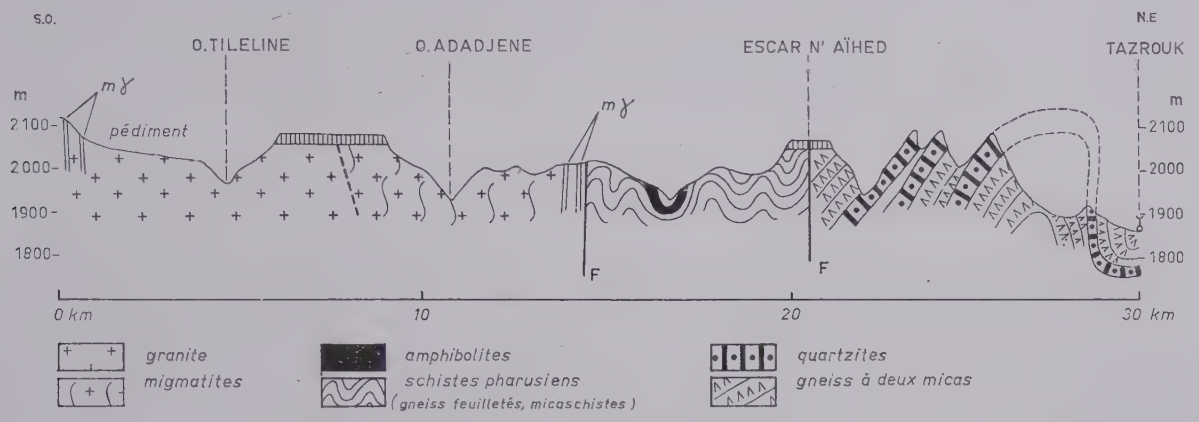


Fig. 10. — Coupe géologique de l'O. Tileline à Tazrouk, montrant le passage des vallées granitiques de l'Atakor oriental, parsemé de mesas basaltiques, aux reliefs appalachiens de la Tazoulet. Remarquer le rôle morphologique extrêmement réduit du fossé de schistes pharusiens.

2) **A cette ancienne direction s'est substitué récemment un drainage vers le Sud** presque général. Ce changement de direction du drainage se marque par des « coudes de capture » brutaux avec des vallées O-SO-ENE « mortes » (suivies pour la piste chamelière de l'Amatataye, en particulier à l'ENE des Tilmas Tilemsine à l'Est du Tébouchadasse) et d'autres captures en préparation (au S-O du Tesselit tan Souleye). Or cet avantage du Sud sur le Nord ne paraît pas du tout évident : aux Tilmas de Tilemsine par exemple, la courbe de 1 300 m dans l'Amadror se trouve à 18 km à vol d'oiseau, alors que la courbe de 1 300 m se trouve à 36 km (exactement le double) au débouché de l'O. Amandarh-Takalous au pied Sud du Serkout. La nature géologique des roches serait plutôt en faveur d'un tracé vers le Nord (schistes peu métamorphiques du Pharusien) alors que vers le Sud, l'oued, encaissé aussi dans les schistes (et quelques migmatites) doit contourner plusieurs masses de granite, ce qui augmente beaucoup sa longueur réelle. Cette uniformité de l'orientation vers le S-E, de vallées « jeunes » en gorges à l'allure d'un phénomène trop général pour n'être pas « orchestré » par une seconde déformation tectonique, nettement plus récente et à laquelle la vallée synclinale de l'O. Tazoulet s'est trouvée « adaptée », d'où son développement plus important que les autres réseaux. Cependant l'Atakor oriental n'a pas encore été atteint par cette phase de creusement, à la fois à cause de sa position tout à l'amont des vallées, mais aussi à cause de la nature granitique des roches à l'Ouest du fossé pharusien, nature plutôt favorable à l'érosion aréolaire.

II. — LES HAUTES PLAINETTES GRANITIQUES BORDANT LES PLATEAUX BASALTIQUES

La bordure orientale de l'Atakor correspond, nous l'avons vu, à une « chaîne granitique longue de 70 km et complètement arasée au niveau de la pénéplaine à 2 000-2 050 m aussi bien au Nord (In Ourarène) qu'au centre (O. Eferezi) et au Sud (O. Asselissane) où un léger relief dépasse légèrement 2 100 m à l'Est de l'Infersagane : il s'agit d'un relief résiduel lié à un réseau dense de filons de microgranites. Mais au SE, tout en restant parfaitement conservée, la surface diminue d'altitude sur d'autres roches. Elle se situe aux environs de 1 850 m sur les migmatites à l'Est du massif volcanique de l'Assa Aguiène et, très loin vers le Sud, les altitudes des lambeaux de surface sont à 1 862 m (sous

une mesa basaltique) 1 841-1 862 m et même encore sur le fossé pharusien : 1 820 et 1 866 mètres. Elles restent remarquablement continues sur le massif de diorite quartzitique à structure en entonnoir (lopolite) à l'Ouest de l'O. Aïtessine (1 805 m).

La conservation de la surface est remarquable sur cette roche altérable : elle contient essentiellement de la hornblende verte automorphe moulée par un plagioclase (andésine basique) avec un peu de quartz et des traces d'épidote (éch. 759-BRMA). D'ailleurs, encore plus à l'Est, à 14 km à l'Ouest du Serkout, un autre massif de 10 km de longueur est formé aussi de ferromagnésiens automorphes avec plagioclases dans les interstices et épidote : c'est une norite à diopside qui garde tout aussi fidèlement les mêmes altitudes que les roches environnantes.

Seuls les quartzites de la Gara Ahane (SE de l'O. Aïtessine) dépassent ces altitudes (1 981 m), ce qui est normal vu leur extrême résistance.

A. — LES VALLÉES GRANITIQUES DE LA BORDURE ORIENTALE

Le granite qui s'étend largement sur la bordure Est de l'Atakor a été décrit par divers auteurs :

Au Sud, dans l'O. Asselissane, M. Lelubre (1952 a, I, p. 210) l'avait rattaché à titre d'hypothèse au type Atakor à cause de *son faciès largement grenu :* quartz riches en inclusions liquides, grandes plages de microcline, un plagioclase normal (30 % An) et de grandes plages de biotite complètement chloritisée. Un peu au Sud, à Alaounéfi (ou Elounifi), M. Lelubre (1952 a, I, p. 123) a observé un *faciès porphyroïde* très fréquemment écrasé avec des enclaves micacées. Vers l'Est, ce granite devient migmatitique (j'ai constaté la même chose vers l'Est dans l'O. Tileline) puis des gneiss granitisés passent à des migmatites, puis viennent les gneiss à mica blanc, des gneiss à amphiboles (O. Sersouf). Enfin à l'Est de l'O. Adadjène, apparaissent des bancs de cipolins à disthène et des amphibolites.

A cause de cette auréole de métamorphisme importante (surtout au Sud), B. Guérangé, C. Reboul et R. Byramjee (1956-1957) le rangent plutôt dans le type Tefedest. Sur lame mince ils observent que *le quartz et le microcline envahissent toute la lame,* avec du plagioclase (basique, avec myrmékite) et une biotite partiellement chloritisée en cristaux automorphes. A ces éléments, il faut ajouter un peu de muscovite, sphène et zircon.

Sur le terrain, on est frappé par le caractère hétérogène et porphyroïde de ce granite. Sur une surface polie d'un échantillon que j'avais prélevé à Asselissane, cette différence d'importance entre les grands cristaux bien individualisés de microcline (3-4 à 20 mm) parfois fendillés et de quartz (1-5 mm, abondants, parfois groupés par 3 ou 4 et arrondis) d'une part et des plagioclases petits (1-3 mm) et moins nombreux, et de la biotite (1 mm) d'autre part est très nette. Cependant *ces cristaux de petite taille, assez fragiles, se logent dans tous les interstices entre les grands prophyroblastes* et paraissent responsables d'une certaine désagrégation de la roche, avec libération d'arène de quartz et de microcline. Un peu plus au Nord (O. Tileline) les gros microclines automorphes deviennent très abondants (5-10 mm) tandis que le quartz (1-2 mm) rejoint les autres cristaux interstitiels.

Cette structure assez variable avec deux tailles de cristaux paraît caractériser ce granite et la fragilité des petits cristaux (plagioclases, biotites) logés entre les grands favorise, semble-t-il, l'arénisation.

Ce granite était altéré sur 10-15 mètres au niveau de la surface prévolcanique, comme on peut le constater à la base de la mesa cotée 2174. Cette épaisseur de roche meuble a permis l'émiettement des plateaux basaltiques, mais très vite l'érosion a rencontré le granite plus dur et le creusement a été fortement ralenti. D'où un modelé de vallées peu profondes, mais extrêmement élargies par le développement de grands pédiments favorisés par la facile désagrégation granulaire de ce granite. On ne remarque ici aucun étagement des formes de versant car l'évolution d'un pédiment est plus progressive que celle des glacis d'érosion où les couvertures de blocs s'opposent à la dégradation lente. *Aussi ces régions granitiques sont-elles moins favorables que celles des schistes cristallins de la Tazoulet pour la reconstitution des formes anciennes de l'évolution des versants.* D'autre part, en se développant, un pédiment garde des pentes très faibles sur lesquelles ne sont évacués que des sables. Mais au pied des mesas, dans le granite altéré, il fait place à un petit glacis couvert où s'accumulent les blocs de basalte venus des corniches et qui ne sont ni altérés sous le climat actuel, ni mobilisables sur les pentes très faibles du pédiment. A la longue, ces blocs s'opposent à toute extension du versant, ce qui explique peut-être la meilleure conservation des mesas basaltiques sur les granites que sur les schistes cristallins. Il faut remarquer d'autre part que ces petits glacis couverts au pied des mesas sur le granite ne présentent pas de formes étagées, sans doute à cause du caractère très lent et progressif du creusement vertical dans le granite, insuffisant pour créer une rupture d'équilibre dans l'évolution de ces glacis couverts.

Dans l'O. Eferezi tandis que les blocs de basalte restent près des bordures, les pédiments sont recouverts d'un pavage de petits galets de quartz dorés que le ruissellement a pu transporter. La vallée prend une extension démesurée avec de très larges épandages sableux couverts de buissons et, sur les bords, ces grands pédiments,

puis les corniches émoussées des coulées. Le modelé semble être arrivé à une sorte d'équilibre vu l'extrême lenteur de l'enfoncement dans la surface prévolcanique. Au contraire, juste au Nord, *l'O. Tirehitine* installé surtout dans les schistes pharusiens finement feuilletés, a creusé une vallée, également très large et buissonneuse et entourée de glacis à pellicule de quartz, jusqu'à 1 944 mètres (altitude du verrou en aval dans les quartzites) tandis que le fond de l'O. Eferezi se situe vers 2 030-2 040 m. C'est une différence qui paraît avoir existé déjà sur la surface pré-volcanique puisque les coulées basaltiques entre les O. Eferezi et Tirehitine sont légèrement inclinées vers le NE (de 2 050 à 2 000 m sur environ 5 km). La surimposition sur ces basaltes en pente vers le NE explique sûrement l'orientation SO-NE (et le coude brutal) de tous les affluents de rive droite de l'O. Tirehitine ainsi que la dissymétrie de la vallée puisque sur la rive gauche, le développement des affluents a été stoppé par la barrière des leptynites pharusiennes et des quartzites suggariens. Le niveau déprimé de l'O. Tirehitine explique aussi la dissymétrie constatée au col du Téhé n'Tsita où le ravinement est important encore actuellement vers l'Est alors que, vers l'Ouest, à la surface du granite, l'ample vallée de l'O. In Ourarène avec ses pédiments couverts de petits galets de quartz rappelle l'O. Eferezi.

B. — LA RAPIDE DÉGRADATION DE LA SURFACE SOMMITALE AU NORD ET AU N-NO

En effet, les oueds se dirigeant vers le N-NO descendent de 2 000 à 1 500 mètres en moins de 28 km et la reprise d'érosion se traduit par des formes de dégradation très intéressantes, bien visibles sur le terrain comme sur photo aérienne (photo oblique IGN, 20-3 R-1057) :

I. — *TOUT A L'AMONT, LES PÉDIMENTS S'ÉTENDENT SANS OBSTACLE DE PART ET D'AUTRE DE L'O. IN OURARÈNE.* Ils sont seulement limités par quelques petites crêtes filoniennes orthogonales, découpant en « casiers » LA HAUTE PLAINE PERCHÉE DE L'ADMER, drainée par les oueds In Ourarène, Tizouleline et Taménokalt (NF 31-XVIII-XXIV nº 229). Cette plaine mesure environ 8 km du Sud au Nord et 5 de l'Est à l'Ouest, à des altitudes comprises entre 1 880 et 1 950 m environ. C'est une vaste surface aplanie parsemée d'insignifiants pitons volcaniques (témoins de coulées ou necks à colonettes convergentes) et limitée de toutes parts par de grosses mesas basaltiques. Il s'agit en fait d'une « *pédiplaine* » due à la coalescence de nombreux pédiments adossés à des filons de quartz ou de microgranites à peine marqués (sauf à l'Ouest où ils sont très denses et « ferment » la plaine entre l'In Ourarène et le Tamenokalt). Ces microreliefs assez déchiquetés ne dépassent jamais plus de 3 à 4 mètres, c'est-à-dire la hauteur des boules qui jonchent certains pédiments. Ces boules sont plus fréquentes lorsqu'il s'agit de « vrai » granite que sur les lambeaux de migmatites granitisées ou même de gneiss épargnés comme c'est le cas vers le Téhé n'Tsita (où l'on remarque des affleurements de cipolins incomplètement granitisés). Ici les roches imparfaitement granitisées donnent des pédiments d'une extrême régularité, mais, il est vrai, à l'amont des vallées où l'évolution est extrêmement lente. Les pentes très douces s'inclinent vers les très larges vallées, buissonneuses et sableuses (seul l'O. In Ourarène charrie une proportion appréciable de galets basaltiques venus des grands plateaux). Les pédiments ont des longueurs variables d'environ 300 à 500 mètres au maximum, sauf au Sud de l'O. In Ourarène où ils s'étendent sur plus d'un kilomètre avec une extrême régularité. On trouve là **les plus beaux pédiments de tout l'Atakor** et les ayant remontés depuis le grand rocher aux tifinars (dans le thalweg de l'O. In Ourarène) jusqu'aux plateaux basaltiques méridionaux, j'ai pu constater l'extraordinaire régularité de ces vastes surfaces absolument planes, à plancher rocheux taillé dans un granite à grands feldspaths roses. Ils sont recouverts d'une pellicule mince et très lâche de gravillons que la chute des pluies d'orage ou le vent modèlent en dessins à allure ondulatoire et de rares blocs (5-10 cm) de quartz ou d'aplite provenant d'un piton d'aplite haut de 12 mètres environ, au pied du plateau. Parfois de petites boules extrêmement espacées finissent de se désagréger. Le granite est préparé par une désagragation mécanique et lorsqu'on gratte le plancher rocheux, les cristaux se détachent très facilement. Par endroits, de petites rigoles s'enfoncent épisodiquement de 0,5 à 1 mètre, mais ailleurs la surface est si parfaite que l'on doit conclure que le pédiment est encore « actuel », même si son « entretien » est assez épisodique. La pente est faible : j'ai noté au baromètre 15 mètres (1 930-1 945) pour 1 km soit 15‰. Il est à noter aussi que comme vers l'Est (O. Tileline par ex.), il n'existe qu'une seule surface continue et jamais de niveaux emboîtés. C'est semble-t-il *une différence essentielle entre glacis et pédiments : ceux-ci faute de couverture, évoluent très lentement mais de façon continue, sans étagement à cause de la lenteur extrême de l'enfoncement.* En effet, toute l'arène mobilisée se trouve entraînée, comme sur les pédiments actifs décrits par P. BIROT et F. JOLY (1952) dans l'Anti-Atlas marocain. On pourrait appliquer ici la phrase de J. PELLETIER (1960 p. 130) : « la monotonie des surfaces planes n'implique pas une vie ralentie » ; ici en région granitique l'adaptation est plus rapide et plus généralisée que sur les schistes cristallins et les oueds, à peine marqués ne sont que les collecteurs des sables amenés par le ruissellement. Leur ampleur ici est à rapprocher des pédiments de plusieurs

kilomètres et à pente très régulière signalés par R. Capot-Rey (1953 b) près de Djanet, mais ce qui est remarquable dans l'Atakor, c'est qu'ils dérivent d'une surface prévolcanique déformée à une date sans doute récente. Ils sont donc relativement « jeunes » par rapport à ceux du Tafassasset. D'autre part, à l'amont, *ils ne sont pas, ici, dominés par des inselbergs mais par un plateau basaltique.* En effet à 200 mètres du talus, le pédiment rocheux fait place à un épandage de blocs de quartz et de basalte de 10 à 30 cm, formant très vite un véritable pavage, puis la pellicule de blocs devient plus épaisse (10 à 30 cm) au pied du talus. Tandis que le pédiment paraît actif, ce glacis couvert est « mort », les ravines disparaissent et aucun ruissellement actuel n'a une capacité suffisante pour transporter ces blocs fortement patinés. Le talus n'est pourtant pas un éboulis de blocs basaltiques, mais un versant granitique sur 60 mètres de haut, très raide (25-30 mètres de profondeur), taillé en gros cubes ou en boules dans la roche fraîche (le même granite que le pédiment) et c'est seulement sur les 10 derniers mètres sous les basaltes que la roche est plus décolorée, mais pas réellement altérée (pas de coloration rouge, les cristaux paraissent assez frais). Au-dessus seulement vient une coulée de basalte épaisse de 5-6 mètres et se débitant en plaques horizontales qui descendent localement entre les blocs granitiques (fig. 11). Cette forme est donc complexe, mais d'un très grand intérêt :

On ne peut pas la définir comme un couple talus granitique/pédiment puisqu'une frange de blocs volcaniques arrête très certainement tout ruissellement violent venu du versant. Le pédiment évolue seul, sporadiquement, lorsque les averses plus brutales permettent un écoulement sur la surface rocheuse imperméable, malgré sa faible pente. Mais comment, alors, s'est effectué le recul si important du talus ? Il se peut que le basalte n'ait pas totalement envahi toute la région, mais le recul s'est tout de même effectué sur des centaines de mètres. Comme les pentes sont trop faibles pour que de tels blocs aient pu être acheminés jusqu'à l'Oued In Ourarène, il faut penser que sous un climat plus humide le basalte ne se fragmentait pas en blocs ou bien que ces blocs étaient altérés chimiquement après leur chute. A l'amont de la frange de l'épandage, on observe de rares témoins d'un niveau plus ancien, perché vers 15 mètres avec une épaisse couverture de limons bruns, d'origine basaltique, sur un pédiment granitique. Ces limons bruns sont la preuve qu'une des deux hypothèses est vraie, mais laquelle ?

Cette forme n'est pas plus un glacis où la coulée basaltique serait la roche dure et le granite la roche tendre : une telle forme a dû exister tout au début, lorsqu'a commencé le creusement dans les dix premiers mètres de granite altéré. Mais aujourd'hui, la corniche est séparée de l'épandage des blocs par 50 mètres de granite frais : la fragmentation paraît très faible en haut, et les blocs sont immobiles en bas. Mais sous un climat humide, les blocs ont dû être mis en mouvement par des « sheet flood » violents, tandis que le versant se couvrait d'éboulis basaltiques et le pédiment d'une steppe ou d'arbustes.

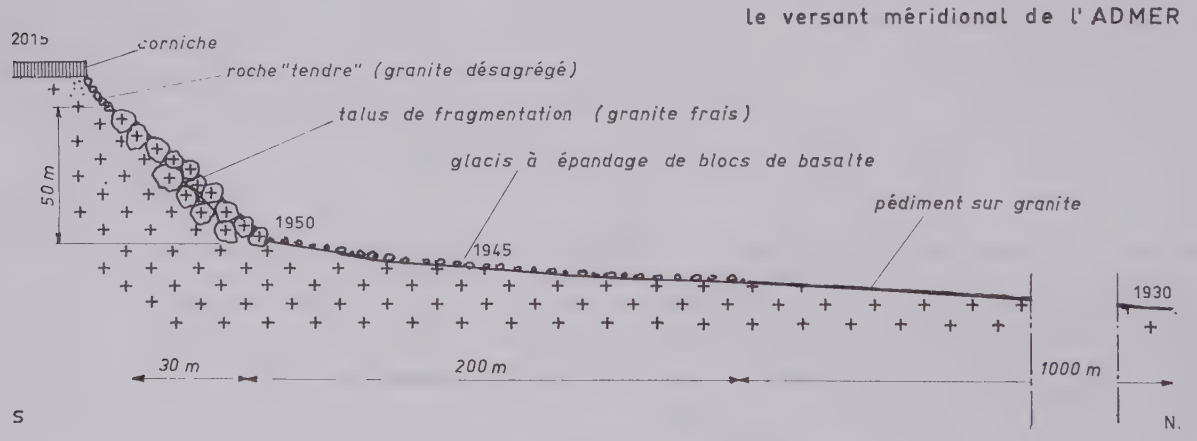


Fig. 11. — Coupe de la bordure méridionale de l'Admer.

Cette curieuse forme associe ici les deux éléments d'un versant granitique avec les deux éléments d'un glacis d'érosion, en les intercalant de sorte que les éléments de l'un gênent l'évolution de l'autre : le pédiment par sa très faible pente empêche le transport lointain des blocs de basalte ; l'épandage de blocs rompt la continuité talus/pédiment ; enfin le versant granitique isole le glacis de sa corniche d'alimentation en blocs. Sans l'alternance de climats favorisant tantôt l'une, tantôt l'autre de ces deux formes, on comprend mal le mécanisme de l'évolution d'ensemble.

Ce qui est plus troublant, c'est de constater que là où les reliefs granitiques ne sont pas couronnés par du basalte, le talus se dégrade et le pédiment est moins régulier. C'est le cas le long de la piste chamelière du Sel (O. Tagnert) entre les deux plateaux Sud ou bien dans l'« embayement » de l'O. Tarouda. En suivant la piste du sel, on ne rencontre pas de talus vers l'amont : à un pédiment tout hérissé de « chicots »

rocheux fait place progressivement un fouillis de grosses boules, empilées par deux ou trois, avec un dédale de petits ravins entre 1945 et 1 980 mètres. Puis on passe à un pédiment perché plus en amont vers 1 980-2 000 mètres, développé très certainement au niveau de la roche altérée. On peut donc en tirer trois conclusions, valables pour ce granite :

Les surfaces rocheuses parfaites ne se développent qu'au pied des corniches basaltiques à versant granitique et cela peut se vérifier un peu partout.

Lorsque l'impluvium est purement granitique, il tend, ici, à se dissocier par suite de la présence de diaclases extrêmement denses. Il en résulte des chaos de boules qui se désagrègent vers l'aval, mais l'absence de nappes ruissellantes étendues ne peut conduire à une égalisation parfaite de la surface.

Dans ce granite, en l'absence de coulée sommitale, les seuls pédiments parfaits se développent dans le granite altéré, mais ne doit-on pas alors parler plutôt de glacis en roche tendre ?

Il faut retenir de ces diverses observations que *l'évolution de la plaine de l'Admer a certainement exigé une période très longue qui a dû être bien plus longue que le Quaternaire : la déformation responsable de la reprise d'érosion au niveau de la surface fossile est donc certainement tertiaire* (plusieurs millions d'années ?)

D'ailleurs si nous passons A LA BORDURE NE DE L'ADMER, la photo aérienne NF 31 XVIII-XXIV, n° 229 montre au bas de la corniche basaltique, un talus de dégradation également granitique, donnant quelques reliefs assez escarpés de 30-50 mètres, puis une petit plaine longue de 3 km et large de 2, entièrement blanche sur photo aérienne. Sa pente de 30 mètres pour 3 km, (10 ‰) est moins régulière qu'au Sud de l'O. In Ourarène : elle reste parsemée de petits îlots granitiques (un granite assez nettement orienté ici) entre les nombreux ruisseaux qui se rassemblent à l'aval pour donner l'O. Okérène. Ici la couverture alluviale est plus épaisse et on peut y distinguer :

— environ 0,5 mètre de *terrasse limoneuse brune*

— surtout environ 1 mètre d'épandage de la *terrasse graveleuse rousse* reposant sur un socle presque arasé. Elle a ici tout à fait l'allure d'une arène en cours de déplacement sur un ancien pédiment, sous climat semi-aride, ce qui correspond bien à ce que nous avons déjà observé.

Tout à l'amont subsiste de très rares témoins, perchés à 3 mètres seulement au-dessus de l'épandage actuel, d'*un ancien pédiment à couverture de gros blocs de basalte* (75 %) et de quartz orangé (25 %) très anguleux et patinés. Cet ancien épandage avait une pente plus forte que l'actuelle et il rappelle beaucoup les glacis à quartz rougis au pied des crêtes de quartzites (*cf.* p. 66). On peut faire ici la même constatation : l'élargissement de la plaine d'Admer n'a guère progressé depuis ce très vieux glacis : les pentes des versants se sont seulement adoucies avec un matériel plus fin (graviers, puis limons).

2) *VERS L'AVAL, APPARAISSENT DES ALVÉOLES ET DES VALLÉES NETTEMENT INCISÉES*

PROGRESSIVEMENT LES VALLÉES S'ENFONCENT EN RAINURES DE 25-30 MÈTRES ET PARALLÈLEMENT LE RUISSELLEMENT DÉCHAUSSE DES RELIEFS DE 10-12 MÈTRES (filons ou entassements de boules) mais on ne peut parler ici que de chicots rocheux sur une surface de dégradation et pas encore d'inselbergs. En effet, ces reliefs ne modifient guère la ligne de pente générale. *Le terme d'inselberg ne doit être employé, me semble-t-il, que lorsque ces petits reliefs deviennent assez importants pour que le ruissellement qui en est issu commence à créer des embryons de pédiments tout autour de chaque colline,* lui donnant un système de pentes autonomes. L'apparition de ces monticules est parfois liée à des faciès de granite fin qui affleurent de façon très irrégulière au sein du granite grossier. Il se peut que le ruissellement actuel soit influencé par cette hétérogénéité, courante dans ces granites migmatitiques et fasse réapparaître ces différences que les grands pédiments « tertiaires » avaient totalement effacées. Mais bien d'autres petits reliefs sont taillés dans le même granite grossier que la surface de dégradation. Ce sont des « chicots » résiduels, progressivement réduits par l'érosion aréolaire. En effet, ce granite se prête très bien à la désagrégation granulaire :

Dans l'O.-Tarouda-Tessekinte (NE Atakor) un échantillon prélevé près du Ramesse (n° 281 du BRMA) est un granite à 2 micas avec une *structure entièrement grenue* : quartz, microcline quadrillé, plagioclases (30 % An) subautomorphes, légèrement séricitisés, rongés par le microcline poecilitique (un peu de myrmekite), biotite automorphe (et chlorite) et muscovite. M. LELUBRE (1952 1, I, p. 210) le décrit également à l'ancien jardin de Tessekinte comme « très largement grenu » et parfois très altéré : « le plagioclase se transforme en épidote et séricite et la biotite est chloritisée ».

Un autre échantillon de ce granite que j'ai prélevé au Sud du confluent des Oueds Tesselsel et Aï Mélène du 1/200 000, IGN (exactement au confluent des O. Torak et Tin Aksor) dans la région où la surface est encore fossilisée en grande partie par les basaltes, a été analysé par M. TERS : c'est *un granite potassique* par suite de sa richesse en microcline en grandes plages étendues avec micro-perthite fréquente, englobant parfois les résidus de plagioclases et de muscovite. *Le plagioclase n'est pas très abondant* (oligoclase plutôt basique : 20-30 % An) et plus ou moins altéré, mais avec des mâcles encore reconnaissables. *Le quartz n'est pas non plus abondant, mais il est surtout complètement brisé* par des fissures béantes qui d'ailleurs traversent toute la roche, en se rami-

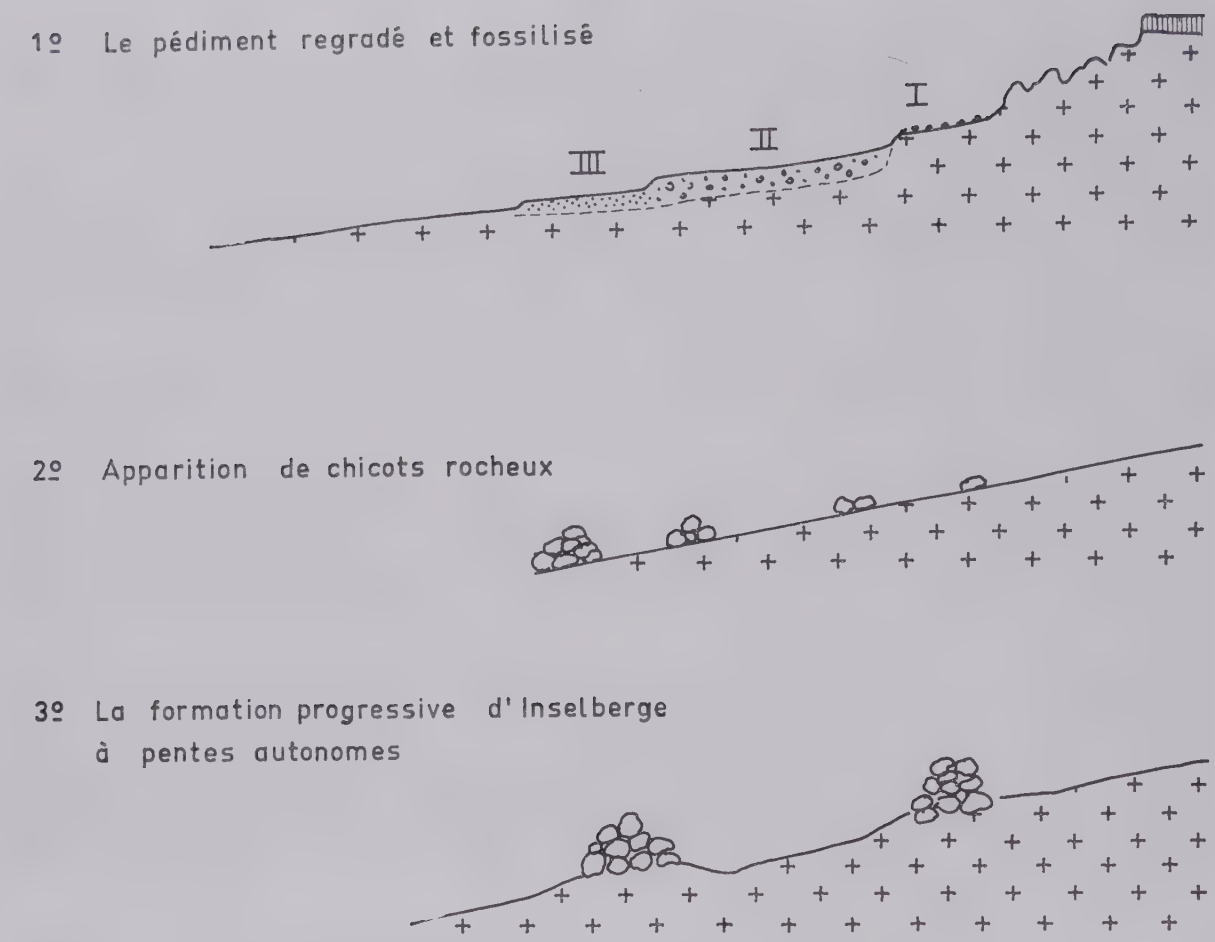


Fig. 12. — Les différents stades de la dégradation lente de la vieille surface sommitale au NO de l'Admer. Les trois formations alluviales du stade 1 sont : 1 - pellicule de blocs sur le haut glacis perché ; II - la terrasse graveleuse rousse « moyenne » ; III - la terrasse limoneuse brune « récente ».

fiant dans les quartz de façon très nette par de très fines cassures à angle droit. De plus, on observe une très légère extinction roulante. Les plagioclases sont très fissurés, les microclines moins, mais les clivages sont très décollés, au point que de petits plagioclases inclus dans les microclines ont été altérés. Toutes ces fissures sont vides de tout remplissage postérieur. Ce qui est étonnant dans une roche aussi fissurée, c'est la conservation des biotites, intactes avec parfois quelques chlorites. La biotite n'est pas abondante, on trouve aussi de l'ilménite (ce qui est étonnant dans ce granite potassique), de l'apatite (phosphate de calcium). Donc le facteur essentiel de la moindre résistance de ce granite paraît être son extrême fissuration, explicable d'ailleurs par la présence, dans l'axe même de l'affleurement, d'une zone de fracture NS avec toute une série de fractures plus petites et de diaclases parallèles que l'on voit très bien sur photo aérienne.

PROGRESSIVEMENT CETTE ÉROSION ARÉOLAIRE ACTIVE, PARTANT DU NIVEAU DE BASE LOCAL DES OUEDS ENCAISSÉS, ÉLARGIT DE PETITES ALVÉOLES. Le meilleur exemple est fourni par **la petite dépression de l'O. Tamenokalt** (NF 31 XVIII-XXIV, nº 223-224), petit triangle de 400 mètres de côté, où se sont développés de petits pédiments à pente forte reliant le thalweg aux crêtes filoniennes ou granitiques à la périphérie. Il s'agit semble-t-il, d'un affleurement de granite très fissuré et altéré dans une zone de fractures et de filons abondants. Ainsi très vite vers l'aval, *l'inégale vitesse de la désagrégation granulaire rompt la continuité de la plaine de l'Admer et le rajeunissement conduit à l'apparition de petites alvéoles.* Cette dégradation est, en définitive plus rapide que sur les surfaces schisteuses (ex. le Takerka) car sur les schistes cristallins l'érosion se traduit par des incisions profondes, mais avec conservation de grands lambeaux de vieille topographie surtout si le climat est relativement sec. Nous retrouvons à l'échelle de la surface fossile, la même différence qu'à l'échelle du versant : les régions de schistes conservent mieux les formes anciennes que les granites.

Cette constatation rejoint celle faite par P. Birot et F. Joly (1952, p. 35) dans le Sud Marocain et montre également que le rajeunissement de surfaces granitiques ne conserve pas de pédiplaines étagées comme le pensait L.C. King. A titre d'exemple, on peut remarquer que la chaîne des schistes cristallins de la Tourha au Nord porte encore les sommets tabulaires d'une ancienne surface vers 1 800 mètres qui ont été remarqués par M. Lelubre, alors que la Tefedest est creusée d'alvéoles aux niveaux les plus variés.

Or, ce début d'alvéolisation est moins récent qu'on pourrait le penser : la petite alvéole de Tamenokalt renferme en effet une sédimentation très intéressante :

— *la terrasse limoneuse récente* est représentée par des placages de limons bruns ou noirs et, à l'aval de petits glacis, par des limons gris enrobant des cristaux de feldspaths roses intacts.

— *Ces limons ravinent ou recoupent en biseau la terrasse graveleuse rousse* avec quelques blocs plus gros vers la base. Cette terrasse a mis fin à une phase de ravinement qui entaille d'anciens dépôts lacustres visibles sur 1,7 m (sur 2,5 mètres de coupe totale) ;

— *A la partie supérieure de ces dépots, on observe 20-25 cm d'argile grise* finement feuilletée avec des lits noirâtres et quelques galets de basalte altéré jaunâtre. Cette argile est une très belle montmorillonite aussi bien à l'analyse thermique différentielle qu'aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) : 100 % de montmorillonite, traces d'illite et kaolinite. Elle contient, vers la base, de grosses concrétions calcaires arrondies, de 10 à 30 cm. Dans deux de ces concrétions, j'ai trouvé, prises comme dans une prothèse dentaire, deux mâchoires de l'*Antilope chevaline* (*Alcelaphus*) connue dans tout le Quaternaire, très fréquente en particulier à Tihodaïne, dans des argiles finement feuilletées et gris verdâtre exactement semblables, comme j'ai pu le constater quelques jours après, au cours de la même tournée.

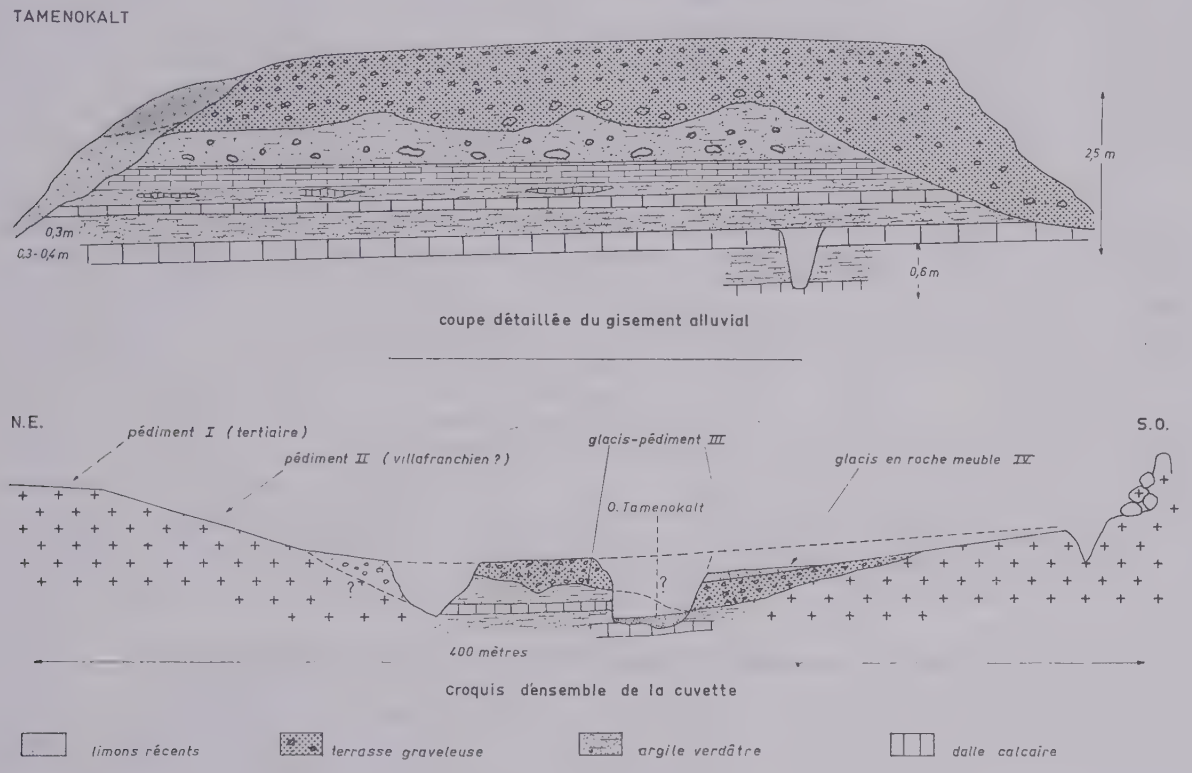


Fig. 13. — Coupes d'ensemble et de détail du gisement de l'O. Tamenokalt.

Ces concrétions passent à une dalle de calcaire curieuse, formée de séries successives de « bancs » élémentaires épais de 1-3 cm, absolument isolés par de fins lits d'argiles et comportant une étonnante structure alvéolaire : en effet le calcaire (très forte effervescence à l'acide) accompagné semble-t-il de gypse, ne constitue que les cloisons de 0,5 à 1 mm d'épaisseur des minuscules casiers (0,5 à 1,5 cm) rectangulaires ou losangiques qui font penser à un nid d'abeilles. Cet aspect est très semblable aux cargneules vacuolaires du Trias alpin (M. Ters), mais ici, à l'acide faible, on parvient presque à la

dissolution totale : il ne s'agit donc pas d'un ciment dolomitique. D'ailleurs l'analyse au photomètre de flamme (M. Blondeau) indique 45 % de CaO et seulement 0,52 % de MgO. Ces vacuoles sont occupées à l'origine par une argile gris verdâtre mais les cloisons ne sont pas de simples fentes de retrait par dessication car dans ce cas elles seraient courbes vers le bas alors qu'elles sont parfaitement verticales Cela fait plutôt penser à l'expansion d'une concentration saumâtre déposée avec l'argile et donnant ces parois verticales à dessins losangiques. Dans les argiles des Daounas à l'Ouest de Tombouctou J. Tricart et A. Cailleux (1960, p. 78), décrivent de telles cloisons se répétant aux mêmes endroits et facilitant la cristallisation de sels dissous. Ce sel, très soluble certainement, a aujourd'hui disparu (gypse ?), remplacé par du CO^3Ca [1]. Ce mécanisme de cloisons de sels implique une période de très forte évaporation sur une nappe d'eau temporaire de très faible profondeur, mais avec des précipitations épisodiques suffisantes pour se charger fortement en sels solubles (les fentes polygonales dans les limons beiges des plateaux actuellement ne se remplissant pas de sels). L'allure stratifiée de ces petits bancs élémentaires implique un rythme avec des périodes d'apport d'argile sur 2-3 cm, puis d'élaboration superficielle des cloisons pendant une assez longue période sans apports détritiques. Les « casiers » d'un petit « banc » ne correspondent absolument pas à ceux des deux bancs voisins. L'épaisseur totale est d'environ 50 cm.

Puis la sédimentation argileuse au-dessous consiste à nouveau en argiles vertes ou brunes, finement feuilletées (40-50 cm) mais cette structure se pulvérise en petits grumeaux et perd parfois toute cohésion comme si elle avait été détruite par la croissance de cristaux de sel exactement comme dans le fond d'une ancienne sebkra (R. Coque). Cette argile fait effervescence à l'acide, elle contient encore du Co^3Ca, et il s'agit donc d'une marne. La calcite apparaît très nettement sur une analyse thermique différentielle (Inst. cathol. Paris) du sédiment brut, avec également de l'illite, et présence de matières organiques en faible quantité (parfois des taches noires sont visibles, sur le terrain dans les feuillets de l'argile). L'analyse aux Rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) donne 80 % de montmorillonite, 20 % d'illite et des traces de kaolinite, sur la fraction argileuse extraite. Il se peut que la montmorillonite, dans ce milieu si riche en cations, soit une argile de néoformation, tandis que l'illite, localisée dans la fraction plus grossière soit un apport détritique, constitué d'autre part par de petits sables quartzeux (1-2 mm) et quelques très rares gravillons volcaniques très altérés (5-8 mm).

Au-dessous vient une dalle calcaire d'un tout autre type que la précédente : c'est un calcaire extrêmement dur et compact, à structure zonaire à alternance de CO^3Ca et de CO^3Mg de type dolomitique semble-t-il, A l'analyse au photomètre de flamme (M. Blondeau), on peut mettre en évidence en effet 37,7 % de CO^3Ca et 13,9 % de MgO. A la binoculaire, ce calcaire apparaît très finement cristallisé, parfois autour de minuscules tubulures (racines) et très pur : on peut y voir de très rares grains de quartz (< 0,5 m/m) et de petites taches d'oxydes noirâtres. Parfois plus tendre, il est parcouru de veinules plus cristallisées et prend un aspect légèrement concrétionné, exactement comme le calcaire lacustre du Lutètien du Bassin de Paris étudié par M. Blondeau. Au Hoggar, cette dalle peut être comparée à celle qui surmonte la nappe d'eaux magnésiennes du puits de Serouenout, dalle de 20-25 cm d'épaisseur, plus grisâtre, parfois bréchique, extrêmement dure et continue (elle forme le dallage autour du bordj). Cette dalle vers le bas, devient vacuolaire sur 20-50 cm (empreintes de végétaux) puis, dans le puits, on observe au-dessous un alluvionnement détritique gris verdâtre de sables et de graviers argileux plus stratifiés et plus rougeâtres qui rappelle un peu, avec un faciès plus grossier, la sédimentation de Tamenokalt. Cette dalle, finement stratifiée, grisâtre et extrêmement dure se retrouve autour du cratère de Tissemt (N-NO de l'Amadror) où M. Lelubre l'a appelée « petite hamada ».

En creusant difficilement, sous la dalle calcaire, un trou de 60 cm de profondeur, j'ai pu constater que la coupe se prolonge par 0,4 m d'argiles très finement feuilletées, d'un vert olivâtre avec des teintes rosâtres d'altération ferrugineuse et vers la base, par 5 cm de diatomites. L'analyse de ces Diatomées par E. Manguin, permet de dire qu'il s'agit d'espèces fossiles, car en dehors de Spicules d'Éponges et de *Campilodiscus noricus var. hibernica* (très rare), l'écrasante majorité de cette flore est constituée par *Cyclotella comta var. Pantanelli* Castr, qui est une forme archaïque. Elle est connue seulement comme fossile (A. Schmidt, 1874-1884, tabl. 223/1.2.3.4.5.), dans un calcaire blanchâtre friable indiquant un ancien lac important, surmontant les lignites de Spolète accompagnées d'une argile lacustre épaisse de 15 mètres contenant des molaires de *Mastodon arvernensis,* deux molaires de *Mastodon Borsoni* et une mâchoire de *Tapirus arvernensis* (D. Pantanelli, 1885), donc sans doute d'âge villafranchien.

1. J.H. Durand (1954) cite, parmi les « concrétions calcaires », une formation en nid d'abeille due à des suintements d'eau hygroscopique donnant directement un dépôt de calcaire tendre dans les fentes de retrait des argiles, mais sans donner d'exemple. Or si le calcaire s'était déposé en même temps que l'argile ici, pourquoi n'aurait-il pas donné plutôt des concrétions comme plus haut ? D'où l'hypothèse d'un dépôt salin intermédiaire, car le Co^3Ca ne gonflant pas à l'hydratation n'explique pas la forme de ces polygones.

Cette comparaison avec le Villafranchien m'a également été suggérée, sur le terrain, par R. Coque qui a découvert le gisement villafranchien de l'Aïn Brimba dans un environnement semblable : accumulation de calcaires et d'argiles grises à verdâtres très comparables. Mais tout cela reste, à ce stade de notre étude, très hypothétique.

Sous ces argiles, j'ai creusé encore sur 0,20 *m dans une nouvelle dalle de calcaire,* plus caverneuse et plus rougeâtre où j'ai abandonné le creusement faute d'outillage suffisant.

Cette alvéole semble donc exister depuis fort longtemps. Elle a été au début (Villafranchien ?) *envahie par un véritable petit lac* à accumulation argileuse, organique (Diatomées de lac profond) ou calcaire (véritable boue calcaire) sous un climat humide et, peut-être frais (mobilisation importante du calcaire, absence de fer ?), durant une période d'équilibre avec des versants de « forêt filtre » (biostasie) sans laquelle la dépression aurait été envahie par les sables venant des arènes toutes proches. Ce petit lac avait cependant peu d'exutoire vers l'extérieur, sinon le calcaire aurait été rapidement entraîné au loin et le lac vidé par érosion régressive. *Puis le climat s'est modifié : un couvert végétal au moins de type savane (faune de grandes Antilopes) s'est installé,* sauvegardant les versants contre le ruissellement qui aurait amené du matériel grossier (ce qui s'est produit ensuite avec les apports de la terrasse rousse). Les apports détritiques se limitent à quelques grains de sable, des micas et de l'argile qui l'emportent cependant sur le transport chimique (légère rhésistasie). Les carbonates sont de plus en plus remplacés par des sels plus solubles qui se mélangent à l'argile dans un petit bassin pratiquement fermé, sous un climat semi-aride, à nuance sèche. Nous retrouvons ici une séquence très bien décrite par H. Faure (1963) au Niger : « Les sels et le natron précipitent plus tard, lors du retrait définitif des lacs et sont une autre phase migratrice, séparée grâce à sa plus grande solubilité ». *Vers le haut, juste avant l'arrêt de la coupe, les concrétions calcaires montrent que ces apports chimiques reprennent,* mais la séquence est interrompue. Ensuite nous retrouvons les deux phases déjà connues, *terrasse graveleuse* et *apports limoneux,* qui par leurs éléments plus détritiques, montrent seulement que les sols étaient alors moins protégés qu'aux époques antérieures reconstituées ici. Mais on ne peut pas préciser, pour l'instant, où se place cette séquence lacustre, puis semi-aride par rapport aux « vieux glacis » liés à une rubéfaction des versants.

CETTE SÉDIMENTATION DE TAMÉNOKALT NOUS RENSEIGNE SUR :

1) **L'âge relatif du volcanisme :** toute cette séquence en effet est postérieure aux basaltes, qui ont fourni la silice soluble nécessaire aux Diatomées, et aussi cette abondance des carbonates et surtout des sels du type gypse ou natron. D'ailleurs, des éruptions ont eu lieu pendant la sédimentation puisque l'on trouve, à 2 niveaux, un véritable « béton » de gravillons scoriacés, plus ou moins violacés, épais de 10 cm environ :

— sous la dalle calcaire supérieure, localement ;

— entre les dépôts lacustres et la terrasse rousse.

Cependant cette sédimentation est purement alluviale et n'est pas directement liée à des sources volcaniques ou à des dépôts de cendres.

2) **La chronologie des sédiments et glacis** (fig. 13). En effet le modelé actuel est dû à un glacis présent tout autour de la cuvette et développé aux dépens de la terrasse graveleuse avant le dépôt des limons bruns. Une autre phase de glacis en roche tendre et de ravinement des dépôts lacustres se place avant la terrasse graveleuse. En effet à l'amont celle-ci passe à des lambeaux de pédiments développés par érosion du socle (attestée d'ailleurs par les apports graveleux). Mais au NE de la cuvette, on retrouve les argiles verdâtres (coloration très caractéristique), enrobant des apports détritiques volcaniques (blocs de basalte, grands cristaux d'ilménite) et quelques blocs de granite : ce remblaiement passe à un pédiment ancien, perché à 12 mètres environ, à pente assez forte qui nivelait, assez mal, un granite migmatitique envahi de filonnets divers. Ce pédiment paraît être le premier biseau rompant la continuité de très anciens et vastes pédiments « tertiaires ». *Il faut en effet les subtilités de ces arguments « stratigraphiques » pour distinguer des pédiments différents, tant la dégradation est progressive en région granitique.* Ainsi se trouve reconstituée l'évolution complexe de cette phase d'« alvéolisation » de la surface de dégradation lente, et confirmée la date ancienne des vieux pédiments de l'Admer.

3) *PLUS A L'OUEST ENCORE, LE CREUSEMENT LINÉAIRE A ÉTÉ TROP RAPIDE SUR LA VALLÉE PRINCIPALE (O. TAROUDA-TESSEKINTE) POUR ÊTRE SUIVI PAR UNE ÉVOLUTION DES VERSANTS* :

L'O. Tessekinte s'enfonce dans une gorge étroite, entourée de versants rocheux, très raides formés de grosses boules. En effet l'oued creuse dans le granite pratiquement frais, avec beaucoup de difficultés

malgré les apports successifs des débits de ses affluents. Sa gorge est presque rectiligne, sans développement de méandres, avec de brusques lignes brisées montrant l'adaptation du tracé à des lignes de faiblesse du socle, surtout de grandes fractures NS ici (NF 31, XVIII-XXIV, 267-268). Parallèlement à ce creusement qui s'intensifie rapidement, les mesas qui jalonnent la surface fossile s'incurvent progressivement vers le Nord. Au niveau de l'ancien centre de culture du Tessekinte (cote 1 885 sur le 1/200 000), elles passent ainsi de 2 000 mètres au Sud, où elles sont encore subhorizontales, à 1 900 mètres au Nord en 4 km environ. De la sorte, l'O. Tessekinte se trouve encaissé de 60 à 80 m seulement en contrebas de la vieille surface, c'est-à-dire la même valeur que l'enfoncement réalisé par l'O. In Ourarène entouré de ses larges pédiments. Puis vers l'aval, cet encaissement augmente jusqu'à plus de 100 mètres. *Il semble qu'ici la brutalité de l'incision est responsable de l'arrêt de l'évolution des versants car la roche fraîche a été très vite atteinte et les versants raides et rocheux, immunisés.* Mais d'autre part, cette gorge apparaît comme très récente et totalement étrangère aux plaines granitiques de l'amont, un peu comme un canyon en région karstique. Les plaines granitiques devaient jadis avoir pour exutoire la zone de socle dépourvue de coulées où l'on retrouve encore une plaine de dégradation lente identique, mais plus petite (haut O. Aoufarène), parsemée de boules et cloisonnée par quelques filons de micro-diorite. Mais l'O. Aoufarène également s'enfonce ensuite brutalement dans une gorge étroite et profonde et *de toutes parts vers le Nord, les pentes s'accentuent pour donner un véritable talus au Sud et SE d'Idelès : la surface de dégradation lente disparaît brutalement.* Nous retrouvons ici très exactement le schéma théorique donné par J. Pelletier (1960, p. 131) en Sardaigne :

Les « vasques », plaines remplies d'arène, à l'amont, aux paysages très monotones car l'érosion aréolaire a entraîné une évolution d'ensemble, sans ligne de crêtes. Au terme de « vasque », nous préférerons reprendre ici le terme de « chaaba » (conques taillées dans le socle en contrebas de coulées volcaniques peu épaisses) qu'avait employé J. Bourcart pour ces plaines (1928 a).

Puis le « pays troué » où de petites cuvettes s'individualisent entre des échines de boules granitiques, tandis que l'hydrographie se concentre. Il y a ici équilibre entre érosion aréolaire et enfoncement linéaire, les oueds emportant au fur et à mesure les débris mobilisés par le ruissellement dans les cuvettes.

Quand l'érosion linéaire l'emporte « il y a rupture de la continuité des versants en pente douce caractéristique des cuvettes » d'où un paysage de gorges profondes, malgré une érosion extrêmement faible puisque limitée à quelques grands thalwegs. Partout le granite sain affleure, arrêtant la désagrégation.

Or dans l'Atakor cette constatation assez surprenante d'une évolution très lente dans la région des gorges profondes est vérifiée puisque les lambeaux de la vieille surface sont ici bien mieux conservés qu'à l'amont, avec leurs mesas basaltiques. Le talus au Nord est presqu'immunisé, car les versants granitiques sous climat sec se couvrent de boules patinées qui ne sont pas enrobées dans des débris fins (donc pas soumises à des glissements ou des éboulements) et, par conséquent ils n'évoluent que très lentement.

Cette haute surface sommitale disparaît donc ici par un mécanisme tout à fait classique de « rajeunissement » en pays granitique et le talus fait déjà partie des bordures septentrionales de l'Atakor.

Parmi les éléments topographiques que l'enfoncement de l'O. Tessekinte a laissé « perchés », se trouve une petite plaine sur la rive gauche de l'O. Ansassarène (écrit Ansassarage sur le 1/200 000 I.G.N.). Elle est située à 1,5 km à vol d'oiseau au SO du confluent des deux oueds (NF 31, XVIII-XXIV, n° 235-236) et creusée d'une vingtaine de mètres dans le socle en contrebas de coulées basaltiques horizontales et superposées, hautes de 40 mètres. L'alvéole est donc très peu profonde et se développe latéralement sur 400 m environ, aux dépens de roches grenues orientées NS. A son bord SO, se trouve un petit cône de scories très récent, dont les projections ont recouvert une partie de la cuvette, protégeant les dépôts qui s'y trouvaient tandis qu'une coulée (issue d'un autre volcan très récent) tapissait le fond de l'O. Ansassarène. L'essentiel de ces dépôts est constitué par une diatomite apparaissant surtout dans un petit « ruisseau » de rive gauche, sur 30 centimètres, avec un faciès extrêmement pur, dû à l'empilement de très fins feuillets blancs, dépourvus d'argiles, (excepté quelques grains de sable quartzeux) avec seulement des traces de cheminement de vers et quelques empreintes de feuilles. Malheureusement ce sédiment très poreux n'a fourni aucun pollen, malgré plusieurs séries de préparations. Au niveau de la piste chamelière, le dépôt atteint 0,5 à 1 mètre environ. Au-dessous l'on aperçoit une argile rougeâtre ferrugineuse passant très vite à une argile brun olivâtre, finement feuilletée rappelant celle de Tamenokalt. L'ensemble de ce dépôt lacustre est doucement incliné (sans doute originellement) vers le centre de la cuvette. Or sur les diatomites, en « concordance », se trouve 1 mètre de limons gris avec des taches rouille irrégulières, visibles un peu partout, surmontés par un alluvionnement de galets de basaltes. Enfin, au-dessus vient un sol noir limoneux épais de quelques décimètres qui semble avoir donné, par colluvionnement, les dépôts de

limons bruns de la terrasse récente. L'absence de la terrasse graveleuse est frappante dans cette petite plaine où les glacis qui recoupent les dépôts lacustres paraissent liés aux limons bruns. Cette coupe s'éclaircira à la lueur d'autres coupes sur le flanc Nord mais son grand intérêt est de situer un épisode, lacustre ici, après celui de Taménokalt et avant la terrasse limoneuse brune.

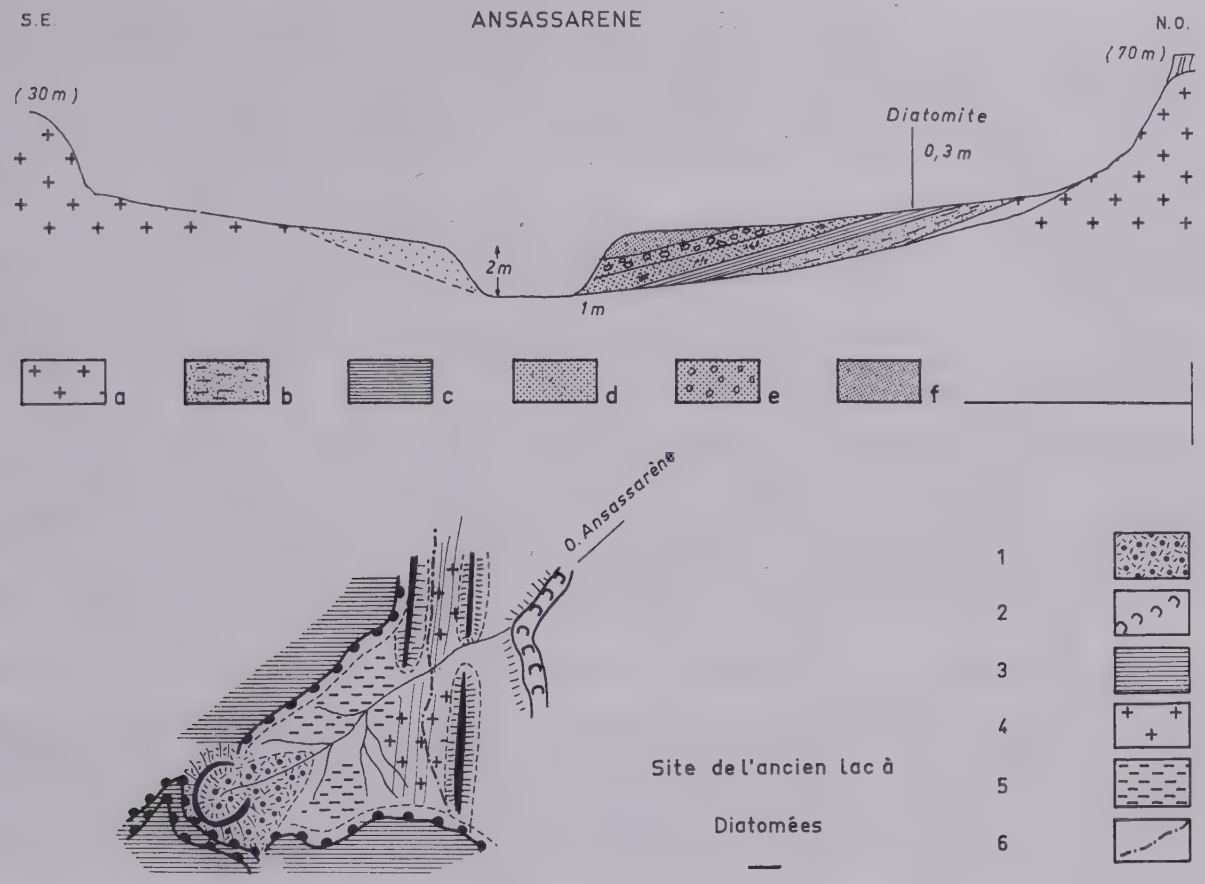


Fig. 14. — Croquis de localisation et coupe détaillée du gisement de l'O. Ansassarène : *a* - socle granitique ; *b* - argile brun olivâtre finement feuilletée ; *c* - diatomite ; *d* - limons gris ; *e* - alluvionnement de galets basaltiques ; *f* - sol noir limoneux (et, à gauche, terrasse brune récente). Pour la localisation : 1 - projections volcaniques récentes ; 2 - coulée basaltique récente ; 3 - hautes coulées des trapps fossilisant la surface sommitale ; 4 - socle ; 5 - extension des dépôts lacustres ; 6 - piste chamelière.

Or cette diatomite apporte de précieux renseignements : outre de très nombreux spicules d'Éponges, elle renferme en effet des Diatomées très riches qualitativement et quantitativement, et dont *le faciès indique un lac peu profond ou un marécage :*

— *Cocconeis placentula* (commune), espèce qui vit fixée sur les roseaux et les algues filamenteuses, espèce de toutes les eaux stagnantes (J. Héribault, 1893, p. 44).

— *Cymbella lanceolata.*

— *Gomphonema parvulum* qui vit sur les algues et les plantes aquatiques des étangs en Auvergne (J. Héribault, 1893, p. 56).

— *Diploneis ovalis* (commune) et sa variété *oblongella* (assez commune), espèces également fixées. La var. oblongella vit dans les eaux douces ou faiblement saumâtres, surtout dans les marais moussus (F. Hustedt, 1930 a, p. 672).

— *Stauroneis phoenicenteron,* fréquente dans toutes les eaux limoneuses (J. Héribault, 1893, p. 75), dans les eaux à pH relativement acide de préférence.

Mais ces formes sont associées à des formes euplanctoniques vivant dans des lacs plus profonds, ce qui amène à penser que la petite cuvette se situait sur les marges d'un lac plus étendu.

On rencontre, en particulier, *Melosira granulata* (commune) et sa variété *angustissima* (assez commune), *Fragilaria pinnata* (surtout lacustre, quelquefois tychoplanctonique (G. Huber Pestalozzi, 1942, p. 444),

Synedra ulna et sa variété *biceps* (euplanctoniques), *Epithemia Sorex*, *Melosira italica var valida*, forme planctonique caractéristique (G. Huber Pestalozzi, 1942, p. 390).

Cette flore comprend en très grande abondance des espèces à caractère tempéré ou frais.

Melosira italica var valida qui forme la masse principale du dépôt, se trouve en abondance dans les diatomites en formation du lac Pavin et dans les eaux de l'Alaska (E. Manguin), elle est absente des eaux actuelles de la Seine. G. Huber Pastalozzi (1942, p. 390) écrit qu' « elle vit exclusivement (ausschliesslich) dans les lacs et les mares des hautes montagnes alpines et septentrionales », elle est rare même en Europe centrale. F. Hustedt (1930 a, p. 261) estime que cette espèce rare « vit dans les marais et les lacs des régions septentrionales et alpines » : Suisse, Vosges (Lac de Gérardmer), Auvergne, Suède, Finlande.

Parmi les *Eunotia*, nous trouvons le *monodon* type qui vit dans les eaux douces du Nord de l'Europe et les régions tempérées froides (F. Hustedt, 1930 a, II, p. 306), très abondante dans l'Europe du Nord (F. Hustedt, 1930 b, p. 186) et le *monodon var major* (assez commun), variété plus cosmopolite, mais très abondante en région froide.

Navicula Witrokii (assez commune), espèce de région froide et alpine, trouvée par exemple dans les marais des Andes vers 4 000-4 500 m par E. Manguin.

Synedra ulna var biceps (commune), espèce cosmopolite mais qui a été observée en floraison particulièrement abondante dans un lac danois dont l'eau était à la température de 8° en mai 1902 (G. Huber Pestalozzi, p. 462).

Mais à ces espèces « froides » se mêlent quelques rares espèces plus « chaudes » qui font penser que subsistait sans doute une courte période estivale favorable à ces espèces, donc sous un climat à saisons thermiques assez contrastées (type méditerranéen ?) :

— *Navicula confervacea* (assez rare) espèce tropicale d'eaux tièdes.

— *Navicula Brasiliana var platensis* (très rare), connue seulement en Afrique tropicale (Congo belge et français) et en Amérique du Sud tropicale ; elle est fossile en Californie et en Argentine.

— *Eunotia monodon var tropica* (très rare) qui se rencontre dans tous les lacs actuels de l'Afrique et de l'Amérique tropicales, « espèce des régions chaudes » (A. Schmidt 1874-1884, t. 381), xenotherme, exigeant des températures très égales et élevées (Sumatra, Afrique équatoriale, Madagascar).

— *Surirella spiraloïdes* Skwortz (très rare) connue dans les grands lacs africains (Tanganyka).

— Enfin *Melosira distans, var africana* (très rare), espèce typiquement euplanctonique tropicale et sans doute endémique africaine (lacs de Ngozi en Afrique équatoriale, G. Huber Pestalozzi, 1942, p. 392).

Enfin, chronologiquement, cette diatomite ne comprend que des espèces actuelles à la différence de la plupart des autres diatomites de l'Atakor.

Son intérêt le plus immédiat est le caractère thermique frais très prononcé qu'elle permet de préciser pour le dernier Pluvial important, puisque l'espèce caractéristique (*Melosira italica, var. valida*) **et les espèces les plus fréquentes vivent dans des eaux « froides ».**

L'argile brun verdâtre située sous la diatomite est une très belle montmorillonite (100 %) à l'analyse aux rayons X (Lab. Géol. Strasbourg). Sur l'échantillon brut, l'analyse thermique différentielle indique la présence de minéraux micacés (illite ?) et un pic endothermique de 40 cm à 170° (Inst. Cathol. Paris) : sépiolite ? bicarbonate ? borax ? produit qui n'a pu être déterminé.

Cette petite dépression en contrebas des basaltes, mais perchée tres au-dessus des gorges de l'O. Tessekinte n'est qu'un exemple de ces toutes petites ébauches de remaniement de la surface fossile que l'on peut observer le long de l'O. Ansassarène, de l'O. Rames Rames (pas celui du 1/200 000 I.G.N.) qui confluent avec l'O. Tarouda à la cote 1 885 ou encore à l'amont de l'O. **Idoukal ouan Mélène** (« mélène » qui signifie blanc indique bien la couleur de ces toutes petites dépressions aréniques). Au niveau du brusque coude vers l'Ouest de ce dernier oued, par exemple, on trouve l'alluvionnement classique observé dans l'O. Aokassit ou l'O. Tan Emerout : *la terrasse graveleuse rousse, très cimentée parfois par des oxydes de fer, repose sur des accumulations limoneuses brunes certainement antérieures (rive droite), preuve indubitable d'une phase humide de caractère très semblable au « dernier Pluvial »*, sous cette terrasse graveleuse. Au contraire au-dessus de celle-ci (rive gauche) nous trouvons une très belle coupe de ce dernier Pluvial : à la base, les graviers du haut de la terrasse rousse sont plus décolorés (gris clair sur 0,5 m), puis passent à 0,2 m de limons bruns, puis 0,1 à 0,15 m de *limons très noirs et très continus*, riches en matières organiques qui représentent très certainement un ancien fond de marécage. Puis sur 0,2 m, les limons se décolorent (bruns) et sont protégés par un épandage subactuel de gravillons et de petits blocs granitiques anguleux.

Cette coupe est très classique et se retrouve un peu partout. Or si la partie très récente est semblable à ce qui a été observé à Ansassarène, nous ne trouvons pas de traces ici de la période lacustre à Diatomées et, comme à Ansassarène, la terrasse graveleuse est inexistante : nous ne pouvons dire, pour l'instant, si la diatomite d'Ansassarène appartient au dernier Pluvial ou bien à un Pluvial légèrement antérieur à la terrasse graveleuse.

III. — LE ROLE MORPHOLOGIQUE DE LA SURFACE FOSSILE DANS LE RESTE DE L'ATAKOR

A. — DANS L'ATAKOR ORIENTAL

1) **A l'Ouest de l'O. Tarouda-Tessekinte** avec les vieilles coulées volcaniques conservées, nous retrouvons dans les hautes vallées des O. Tileline ouan Efeni, Idoukal et In Esker (1 900-2 000 m), un « raccourci » de l'évolution constatée pour l'Admer : un lambeau de surface de dégradation lente (haut O. Idoukal ouan Mélène), fait place à deux petites alvéoles (surtout celle de l'O. In Esker), perchées à l'amont de gorges extrèmement profondes pour de si petits oueds. Dans celle de l'O. Idoukal se succèdent de très nombreuses gueltas et même des filets d'eau cascadante grâce à l'alimentation en eau par les arènes de l'amont.

2) **Le vaste plateau du Tassa n'Djena Nord** est indiscutablement posé sur un lambeau totalement conservé de la surface fossile. Les coulées basaltiques se maintiennent entre 2 000 et 2 050 mètres avec une extrême régularité jusqu'au Sud-Ouest où réapparaissent des surfaces de dégradation lente dans les vallées des *O. Ouan Télène* et surtout *Issakarassène* en amont des gorges de ces deux oueds. Mais ici la reprise d'érosion a été génée par le comblement récent des vallées par des coulées subactuelles issues des cônes volcaniques environnants et on passe directement de la très large vallée avec évolution importante des glacis, à des gorges profondes, à l'altitude remarquable de 1 950 mètres.

L'élargissement des vallées au-dessus de 1 950 m et 2 000 mètres correspond bien à l'altitude de cette surface en cours d'exhumation dans l'Admer ou sur la bordure Est.

3)**On peut d'ailleurs élargir cette conclusion :** dans tout l'Atakor oriental le socle apparaît sous les basaltes à une altitude remarquablement constante :

— Au Nord à 2 020 m dans l'O. In Tekadène, 2 050 m dans le Rames Rames et 2 050 m dans l'O. Tesselssel (relevés barométriques sur la piste chamelière).
— A l'Est vers 2 000 mètres au Téhé n'Tsita et dans l'Eferezi et 2 050 m dans l'O. Tileline.
— Vers 2 050 m sur le flanc Sud au pied de l'Adade, 2 080 m au SO de l'Issou (haut O. Issedjène) et 2 050 m à l'Est, 2 070 m dans l'Ouest de l'O. Aharouah, 2 040 m dans le haut de l'O. Tandjète (branche Est).

Même en tenant compte des erreurs dues aux variations barométriques, ces mesures faites tout autour du massif basaltique le long des pistes chamelières sont remarquablement concordantes [1] : *la vieille surface fossilisée sous les basaltes est pratiquement horizontale et ne reflète nullement la pente Sud-Nord des reliefs basaltiques.* Aucun relief de roches du socle ne transperce la couverture basaltique et l'on peut penser que la surface était ici assez régulière. La surface sommitale se poursuit donc insensiblement sous l'Atakor oriental sans grande modification par rapport au bourrelet situé vers l'Est.

B. — DANS L'ATAKOR OCCIDENTAL

1) **Au Nord, l'altitude du contact entre le socle et les vieux basaltes s'accroît assez rapidement :**

— Dans l'O. Temorte : 2 150 mètres environ.
— Dans le haut de l'O. Indegane, à l'Est de l'Ilamane la piste automobile le rencontre vers 2 350 mètres.
— Enfin sur le flanc Ouest du Tahat, la limite entre socle et basalte se tient régulièrement entre 2 450 et 2 500 mètres.

Cette montée de 500 mètres en 25 km environ est-elle due à la présence d'inselbergs sur la surface ancienne ? Ou bien à une déformation de la surface elle-même ? Nous retiendrons pour l'instant cette différence de comportement du contact.

2) **Au Sud les plateaux basaltiques ne sont pas horizontaux** et on ne peut, pour l'instant, assimiler ces plateaux étagés à ceux, si réguliers du Tassa n'Djena Nord. Cependant, remarquons que l'on retrouve à leur bordure méridionale, *toute une frange de plainettes de dégradation lente* suspendues au-dessus des grandes vallées en gorges : de l'Ouest à l'Est : l'O. Tamaraste, l'O. Temmesse Medjak,

1. Elles confirment les cotes des cartes IGN situées au voisinage du contact : 2023 (O. In Tekadène) 2046 (O. Aï Mélène) 2052 (O. Tesselsel) 2048 (haut O. Issedjène).

l'O. Torak (affluent rive droite de l'O. Outoul), Tessibent (à l'Ouest de l'O. Tamanrasset), le Takacherouet étudié par P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955), et enfin la vaste plaine suspendue de l'Hassi Izernène (O. In Daledje). Or toutes ces petites dépressions sont entourées de mesas situées vers 1 700 mètres seulement et l'affleurement du socle se situe entre 1 650 et 1 700 mètres, *soit à plus de 200 mètres plus bas que dans l'Atakor oriental.*

Il est étonnant de constater qu'il semble y avoir un parallélisme dans l'Atakor occidental entre la montée du socle au Nord et l'apparition de ces plainettes au Sud. Et ces deux éléments apparaissent brusquement le long d'un axe NS marqué de failles anciennes et de volcans récents qui limite les deux parties de l'Atakor. Ainsi la plaine perchée de l'Hassi Izernène commence à l'Ouest de cet « accident » tandis qu'au Nord, celle de l'O. Issakarassène, marque la fin des plainettes du flanc septentrional de l'Atakor oriental, juste à l'Est du même accident.

CHAPITRE II

MORPHOGÉNÈSE ET ESSAI D'IDENTIFICATION DE LA SURFACE SOMMITALE

P. Bordet (1952) fut sans doute le premier auteur ayant cherché à définir l'état de ce socle cristallin, arasé avant le volcanisme, « profondément altéré et latéritisé par place » (p. 29). « Le climat subtropical, au moins par périodes, entrainait une latéritisation superficielle des roches, accompagnée de l'altération de quelques dizaines de mètres de sous-sol. Seuls résistaient les granites, certains bancs de gneiss, quelques filons de quartz ou de roches éruptives » (p. 53-54) qui émergeaient « comme des îles » au milieu de vastes étendues aplanies. Or, cette profonde altération du socle aurait dû avoir pour conséquence morphologique une grande fragilité de cette surface fossile dès son dégagement et J. Budel en a tiré une explication pour la genèse de surfaces étagées développées en roche altérée sur les bordures de l'Atakor. Or, ces observations ne concordent pourtant pas avec la lente dégradation des petites plainettes que nous venons de voir ci-dessus. Il faut donc reprendre, plus précisément l'étude de cette altération :

I. — LES DÉPOTS CORRÉLATIFS INDIQUENT UNE ALTÉRATION FAIBLE DE TYPE TROPICAL SEC

A. — DES ARÈNES ET DES ARKOSES SOUVENT FERRUGINEUSES SONT LES FACIES LES PLUS SIMPLES ET LES PLUS FRÉQUENTS

1) **A Afilale**, sur la rive droite de l'O. In Daledje (peu en amont de la guelta) on peut voir à la base des coulées basaltiques empilées, environ 1 mètre de sables gris quartzeux, présentant une sorte de litage subhorizontal évoquant de minces pellicules d'apports successifs par le ruissellement. Ces sables contiennent quelques petits galets, essentiellement quartzeux, à émoussé peu marqué dans l'ensemble. Puis un encroûtement de limonite colore ces sables en brun jaune (0,3 m) et, après encore un mètre de sables gris, vient, au contact des basaltes, une argile brun rouge (1 mètre) qui pourrait déjà être une coulée altérée. Dans les 2-3 mètres de sables, on ne trouve au contraire aucun élément volcanique. Cette arkose est grise, très localement rouge violacé, avec des lits ferruginisés (deux ou trois fois sur 10-20 cm) ; les petits galets de quartz semblent provenir de fragments de quartz filonien très locaux car cette arkose ne repose pas sur un granite, mais des migmatites à filonnets de quartz. L'examen du site montre d'ailleurs que ces migmatites étaient légèrement en creux par rapport au granite voisin d'Afilale qui forme un talus très net à dalles courbes et lisses vers l'Est. Cette érosion différentielle existait déjà avant le volcanisme puisque les vieux basaltes horizontaux sont très épais sur les migmatites (50 mètres au moins) et très minces sur le granite. Le massif granitique était donc nettement en relief et fournissait sans doute ce mince manteau d'arkose :

— *Ce sable est très mal classé* avec des indices élevés (Hé = 0,8 ; Q d phi = 0,9) avec deux très légers maxima (11 % à 0,25 mm et 10,5 % à 0,63 mm), mais un calibre relativement faible (médiane à 0,36 mm). Cependant 10 % du sédiment excède le calibre d'un sable (2 mm). Presque tous les quartz sont anguleux, avec cependant, vers le calibre 0,25 mm, un léger pourcentage de sables à très léger émoussé (10 à 15 %). Les quartz sont jaunis mais pas altérés et certains sont même très brillants et très propres, surtout vers les petites tailles (59 % à 0,125 - 46 % à 0,25 - 29 % à 0,63 mm), indiquant une absence d'altération chimique.

— *Ce sable contient, à côté du quartz, un net pourcentage de feldspaths,* déjà visibles sur le terrain (cristaux blancs mats) qui atteint près de 30 % dans le tamis 0,25 et encore 20 % environ dans le tamis 0,63. Il s'agit donc bien d'une arène déposée presque sans transport, excepté peut-être pour quelques sables fins.

— La *fraction fine* qui constitue le ciment ne forme qu'environ 3 à 4 % du poids total. Elle ne fait pas effervescence à l'acide. Il s'agit d'une argile blanchâtre dont les minéraux argileux sont de l'illite et de la montmorillonite. En effet, deux échantillons soumis à l'analyse thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) ont donné de belles courbes de l'illite. Un autre étudié aux rayons X (C.R.P.G., Nancy) indique une illite associée à une montmorillonite caractéristique, mais moins nette, avec, en outre, du quartz, de l'anatase et des feldspaths alcalins. Enfin, cette étude a été précisée au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) qui permet d'évaluer les proportions à 50 % d'illite, 30 % de montmorillonite et seulement 20 % de kaolinite.

Il était intéressant de multiplier ces analyses pour pouvoir confirmer cette pauvreté en kaolinite. En revanche, la présence de montmorillonite et également celle de feldspaths alcalins, sont des preuves d'une assez faible altération. D'ailleurs la migmatite sous les sables est à peine altérée et blanchie sur 2 mètres et légèrement désagrégée au-dessous sur quelques mètres au maximum.

Cette arène n'apparaît donc pas liée à un climat tropical : H. Erhart signale bien à Madagascar, sur des granites, le remplacement des argiles latéritiques par une mince arène grise, analogue aux arènes des massifs anciens de France à partir de 2 000 m d'altitude. Or, notre gisement se situe à 2 000 m, mais cela impliquerait que l'altitude à l'époque de la formation de cette arène était au moins l'altitude actuelle. Cette hypothèse sera démentie dans la suite de cet ouvrage.

2) **Dans l'O. Ouan Télene**, en descendant la piste chamelière au Nord de l'In Taraïne, à la base d'une très vieille coulée basaltique très désagrégée en blocs (et surmontée de très nombreuses coulées visibles vers le Nord) on peut voir 2 à 2,5 mètres d'arènes entre le socle et cette première coulée. Du haut en bas de la coupe, on observe : 0,5 mètres de *sables gris* blanchâtres avec des grains de quartz anguleux et comprenant quelques grumeaux d'une argile brun rouge qui semble provenir du niveau inférieur, puis 1,5 à 2 mètres *de sables enrobés dans une argile brun à brun rouge,* abondante, qui contient des concrétions de fer en minces plaquettes de 2-5 mm d'épaisseur, et des galets de quartz, plus ou moins rubéfiés et très anguleux. La coloration serait donc ici plus « tropicale » et pourtant des feldspaths sont encore visibles à l'œil nu dans le sable. Tout à la base on observe un encroutement de 0,2 mètre, ferrugineux, sur une migmatite non altérée.

Ces sables sont bien classés à la base (sables rougeâtres : Hé = 0,4 et Q d phi = 0,53) et moins vers le haut (sables blancs : respectivement 0,79 et 0,78, c'est-à-dire à peine mieux que le sable gris d'Afilale). A la base, un maximum à 1 mm rassemble 21 % du poids du sable : c'est un sable grossier avec une médiane de 0,85 mm, et un quartile supérieur de 1,15 mm. Au contraire, le sable blanc se distribue en deux faibles maxima (14,5 % à 0,63 mm et 11 % à 0,25) avec une médiane faible (0,36 mm) : son quartile supérieur (0,61 mm) est proche du quartile inférieur (0,53) du sable rougeâtre. Tandis que la courbe cumulative du sable blanc se calquerait presque sur celle d'Afilale, le sable rouge est à la fois plus grossier et mieux trié.

Ce sable contient également une forte proportion de feldspaths qui serait de 24 % dans les sables rouges et 26 % dans les sables blancs pour le tamis 0,25 mm, mais de près de 35 % dans le sable rouge et seulement 4 % dans le sable blanc au tamis 0,63.

Le sable rouge, malgré son bon triage apparaît comme une arène d'une roche cristalline à quartz assez gros et homogènes, avec de nombreux feldspaths plus ou moins rougis et altérés, alors que le sable blanc marque sans doute une phase de remaniement de cette arène par le ruissellement.

Si l'on considère *l'échantillon total,* le sable blanc contient 30 % de fraction fine (inférieure au calibre des sables), tandis que le sable rouge (analyse ORSTOM, Bondy), contient :

20,7 % de sables grossiers ;
13,3 % de sables fins ;
7,3 % de limons grossiers ;
17,5 % de limons ;
35,5 % d'argile ;
4,2 % d'humidité à 105°.

Cette arène renferme donc encore une forte proportion d'argile.

Cette argile analysée au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) est une montmorillonite : 70 % (avec 20 % de kaolinite et 10 % d'illite) pour le sable argileux rouge inférieur et 100 % pour le sable blanc. L'analyse chimique sur échantillon brut (ORSTOM, Bondy), des principaux composants, conduit aussi à l'idée de faible altération.

68,5 % de SiO^2 dont 23,85 % de SiO^2 combiné des silicates.
14,65 % d'Al^2O^3, ce qui donne un rapport silice-alumine élevé (2,12).
6,8 % de F^2O^3 et 1,75 % de TiO^2 environ. Le rapport SiO^2/R^2O^3 est de 2,75 ; la perte au feu à 1 000° atteint 6,5 %.

R. Maignien a eu l'amabilité, en mai 1963, de regarder cet échantillon qui fait penser, avec ses éléments résiduels (feldspaths) à un sol rouge méditerranéen, mais avec pourtant des caractères troublants :

— sa légèreté ;

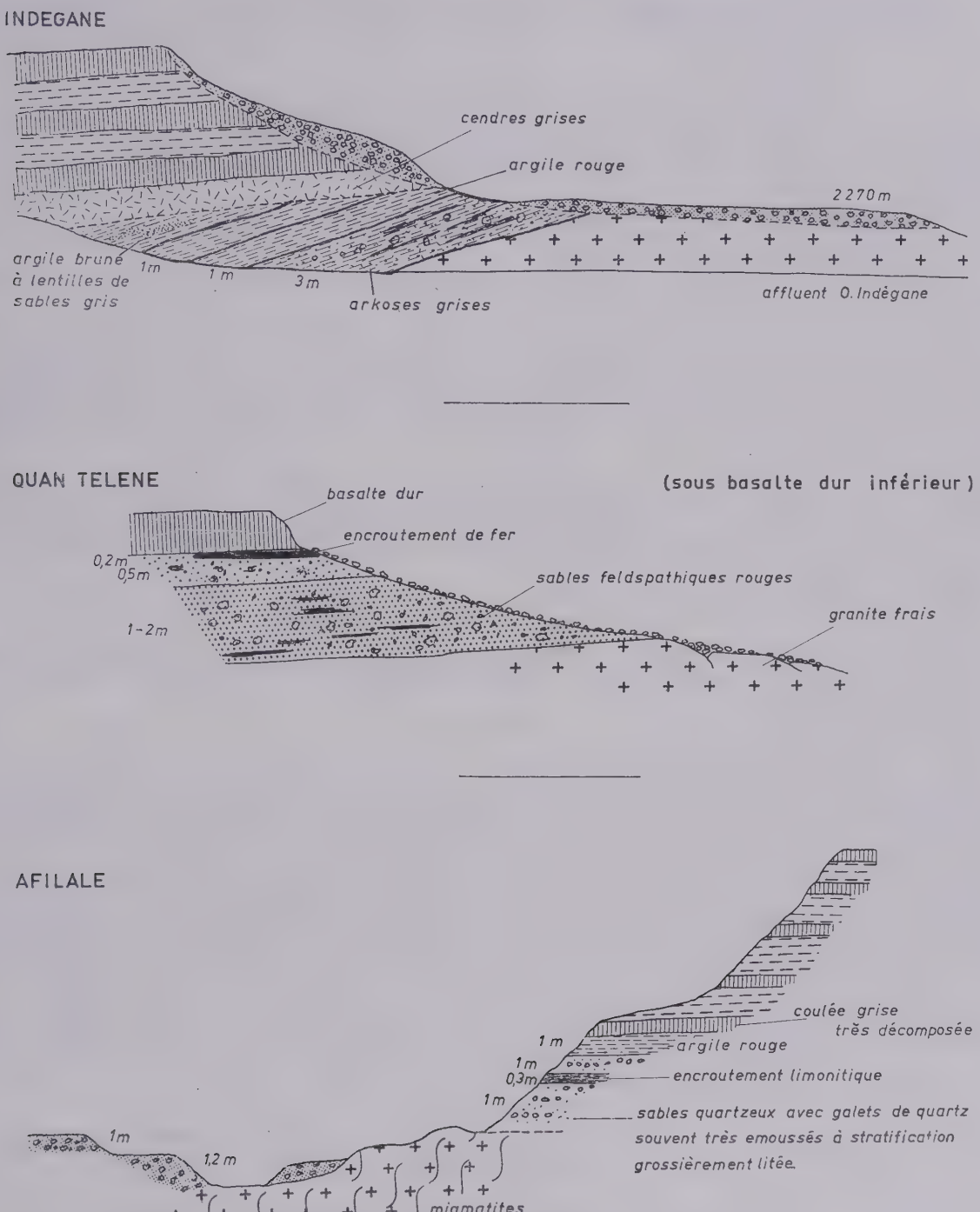


Fig. 15. — Coupes de trois gisements d'arkoses sur la surface prévolcanique : Indegane, Ouan Télène et Afilale.

— sa coloration assez claire (nº 6 dans l'échelle internationale), pas très rouge, ce que confirmerait une teneur relativement faible en fer ;

— sa structure assez nettement polyédrique ;

Nous sommes, ici, plus sûrs qu'à Afilale d'être en présence d'une véritable altération, et pourtant celle-ci n'a pas de caractères tropicaux.

3) **A 2 300 mètres d'altitude dans l'O. Indegane** et toujours à la base des plus anciens basaltes, mais à une trentaine de kilomètre à l'Ouest on rencontre dans un petit ravin sur un granite à très gros grain cette fois, la coupe suivante :

— A la base, le granite, légèrement désagrégé, mais pas altéré ;

— Puis plus de trois mètres de sables gris blanc, quartzeux, sans stratification, ni encroutement, mais alternant avec des lits argileux rouges ferrugineux. Les grains des sables sont relativement petits (1-2 mm) si on les compare à ceux du granite (feldspaths de 1 à 4 cm). Ils renferment quelques rares galets anguleux de quartz.

— Un peu en amont, viennent des argiles rouge brun, très compactes, épaisses d'un mètre environ et ne contenant presque pas de sables ;

— Puis l'argile devient bariolée, rouge brun à taches blanc gris, très compacte (cassure brillante) et assez sableuse. Elle atteint environ 1 mètre d'épaisseur ;

— Enfin des argiles de couleur brune ou grise à cassure brillante enrobent des sables quartzeux. Cette altération plus franchement argileuse est donc intéressante. Elle se situe sur le socle, avec une pente nette vers le Nord (fig. 15) en sens inverse du drainage actuel et ces bancs inclinés sont recouverts en « discordance » par des coulées superposées de « vieux basaltes » totalement désagrégés (au point de se laisser piocher facilement au marteau). Seule la coulée supérieure est fraiche et résistante.

Ici c'est le sable inférieur qui est le plus mal classé (Hé = 0,62 et Q d phi = 1,08) alors que le classement s'améliore beaucoup dans les sables argileux bruns ou gris (0,34 et 0,65). Le sable inférieur a deux maxima faibles (16 % à 1,6 mm et 8 % à 0,25 mm) et une médiane faible (0,54 mm) alors que le sable supérieur a un maximum très net (24 % à 1,6 mm : ce calibre de 1,6 mm pourrait être une caractéristique des quartz de ce granite ?) et une médiane élevée (0,9 mm). Ce mauvais classement est d'ailleurs valable pour l'ensemble de l'échantillon : le sable inférieur comprend :

25 % d'éléments plus gros que 2 mm ;
53 % de sables ;
22 % de limons et argiles.

Au contraire, le sable argileux supérieur (ORSTOM, Bondy) comprend des fractions nettement plus fines :

49,5 % de sables (32,5 % de sable grossier, 17 % de sable fin) ;
9 % de limons grossiers ;
15,5 % de limons ;
23,5 % d'argile, et 1,3 % d'humidité à 105° ;
soit 50 % de limons et argile, ce qui est cependant moins que dans les sables rouges d'Ouan Télène.

Malgré la présence d'argile relativement abondante, il reste, dans ces sables, une proportion relativement forte de feldspaths, difficiles à reconnaître de quartz filoniens laiteux, mais certainement de l'ordre de 20 à 25 % (dont 1/4 fortement colorés en rouge). Les quartz aussi comprennent environ 25 % d'éléments colorés, légèrement altérés. Tous les quartz sont nettement anguleux (100 %).

R. Maignien a également été surpris ici par la présence de feldspaths, par le film noir qui entoure de nombreux grains de quartz, par la présence de traces de matière organique et enfin par des films blanchâtres qui font penser à des carbonates. Or, même si ces apports noirâtres ou blancs peuvent provenir du lessivage des basaltes altérés situés au-dessus, les feldspaths sont certainement en place et *l'échantillon ressemble plutot à un sol brun chatain méditerranéen qu'à un sol tropical.*

1) Une *analyse chimique* faite à l'ORSTOM (Bondy) confirme que l'altération n'a guère supprimé que les bases (0,5 % environ). En effet, dans l'argile brune et grise supérieure, on trouve :

71,7 % de SiO^2 dont 19,3 % de SiO^2 combiné dans les silicates ;
13,4 % d'Alumine, ce qui donne un rapport silice combinée/Alumine de 2,44 ;
7,2 % de Fe^2O^3 et environ 2,3 % de TiO^2. Le rapport SiO^2/R^2O^3 est égal à 1,82.

2) La perte au feu de 1,3 % à 105° et de 4,85 %, seulement à 1 000° fait penser à *une argile plus kaolinique*, ce que confirme les analyses des minéraux argileux :

— Pour les sables gris clairs inférieurs, la fraction argileuse étudiée aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) est une kaolinite (70 %) mélangée à de l'illite (30 %).

— L'argile rouge compacte est légèrement plus complexe : 50 % de kaolinite, 40 % d'illites ouvertes et 10 % de montmorillonite (Lab. Géol., Strasbourg).

— Les argiles brunes et grises, étudiées aux rayons X à l'Institut de Géographie de Paris (H. Elhai) donnent une kaolinite et à l'ORSTOM (J. Pinta) « une kaolinite, avec illite et trace de montmorillonite ».

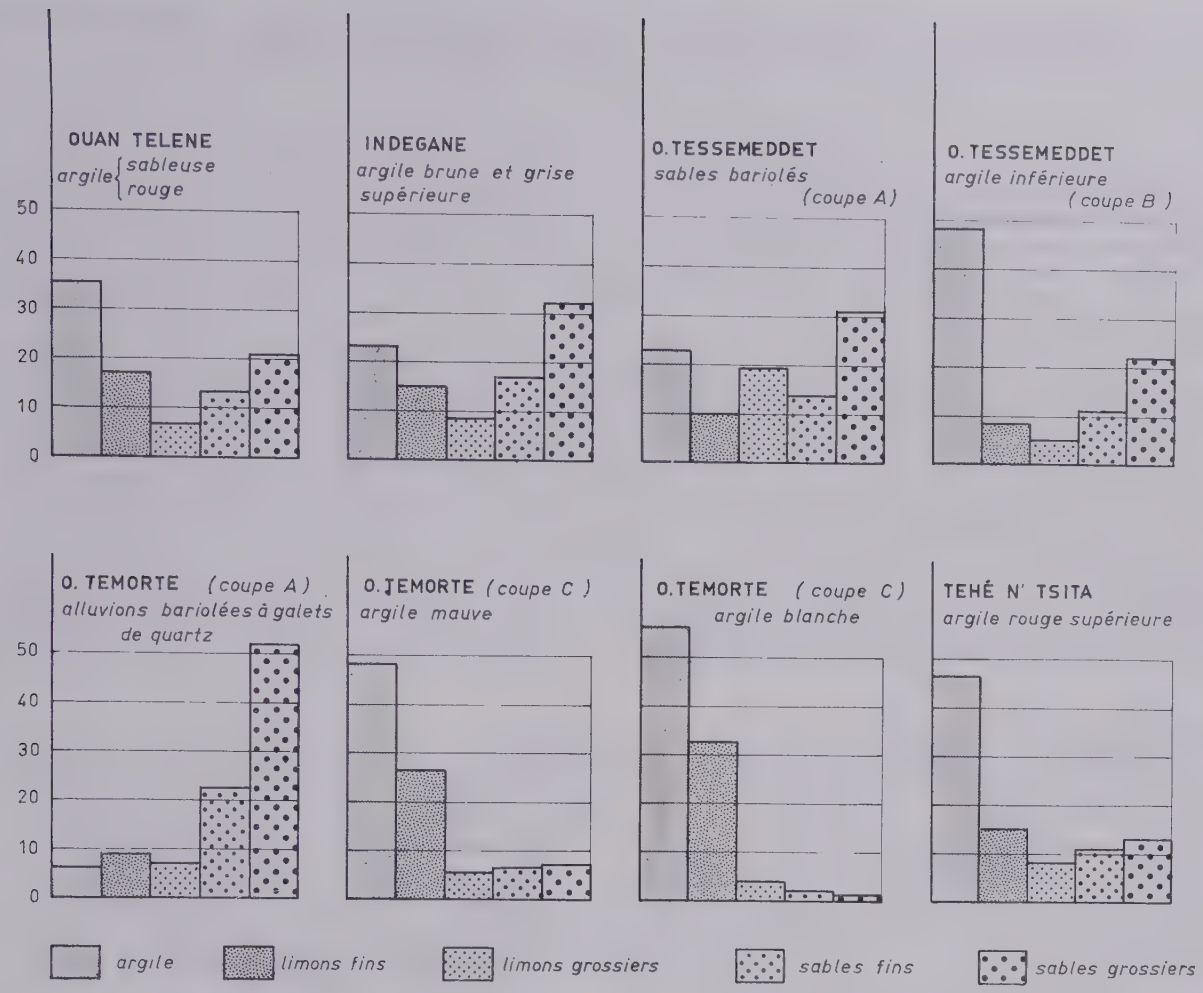


Fig. 16. — Granulométrie globale des divers dépôts ou sols corrélatifs de la surface sommitale fossilisée par les premiers basaltes.

Cette formation de l'O. Indegane est la seule arène renfermant de la kaolinite, alors que celle-ci se développe « d'une manière croissante, puis massive, au fur et à mesure que les climats toujours humides deviennent chauds, puis tropicaux » (G. Millot : 1964, p. 120). Il est vrai que ces coupes-types peuvent correspondre à des zones basses où le drainage est mauvais (structure polyédrique à Ouan Télène), où la montmorillonite a pu se développer par néoformation.D'autre part, l'illite est « le minéral argileux cardinal » des arènes (p. 119), et sa présence ici est normale. Cependant la présence parfois abondante des feldspaths (surtout de plagioclases vérifiés aux rayons X) et la perte de silice négligeable font penser qu'on est très loin d'une « latéritisation ». Tout au plus peut-on parler de sols rouges ferrugineux, méditerranéens fossiles ou tropicaux (G. Millot, 1964, p. 133), où illite, montmorillonite et kaolinite se rencontrent en proportions variables, avec des minéraux silicatés intacts (feldspaths, micas). La série d'analyses ci-dessus confirmerait donc très précisément l'impression de sol « méditerranéen » qu'avait exprimée R. Maignien.

B. — LA COMPLEXITÉ AUGMENTE AVEC L'ÉTUDE DES ALLUVIONS ANTE-VOLCANIQUES DE L'O. TEMORTE

En descendant cet oued qui prend sa source vers l'Imadouzène, en pleine zone de « vieux basaltes », on atteint le socle à 7 km au Nord à vol d'oiseau vers 2 150 m d'altitude. Or, au contact entre ce socle d'une part, formé de migmatites à nombreux filonnets d'apports et vers l'aval de schistes cristallins

verdâtres (amphibolites), et d'autre part les empilements de vieux basaltes, se situe une formation alluviale qui n'est plus, comme les précédentes, une simple formation arènique.

1) *SUR LA RIVE GAUCHE : DES ALLUVIONS FORTEMENT ALTÉRÉES* (coupe A)

Sous la première coulée de basalte qui repose localement sur un conglomérat à ciment calcaire, on trouve tout d'abord un sol argilo-sableux rouge vif qui paraît être une altération pédologique, mais il est souvent imprégné de fines paillettes qui semblent être de l'aragonite provenant d'une « contamination » par les basaltes. Aussi avons-nous renoncé à analyser ce sol. Ce sol rouge repose sur environ 3 mètres d'alluvions, qui paraissent être une ancienne terrasse torrentielle ou fluviatile et qui ont été transformées par une action pédologique assez intense. Ces alluvions renferment en effet :

a) DES GALETS de 1-2 jusqu'à 10 cm de diamètre, à très forte proportion de quartz, émoussés sans être véritablement arrondis, qui *ont été rubéfiés par une altération de la terrasse.* Certains de ces galets sont éclatés, comme le fruit trop mûr du grenadier ; d'autres sont fendus suivant des fentes en éventail ou débités en rondelles. Ces cassures sont très anciennes (les faces des cassures sont altérées en brun noir) mais peuvent être dues à des causes non seulement météorologiques (thermoclastie ?), mais aussi à la haute température de la coulée de lave située au-dessus ou aussi au poids de l'empilement considérable des basaltes postérieurs. *Certains quartz sont ferrugineux et imprégnés d'oxydes de fer, jusqu'au cœur,* mais d'autres sont encore intacts (de même que quelques galets d'une roche filonienne noire, probablement une microdiorite). Au contraire les galets de granite, même à grain fin (aplitique) sont totalement altérés et très fragiles et d'autres galets, d'une roche cristallophyllienne complètement décolorée, sont indéterminables.

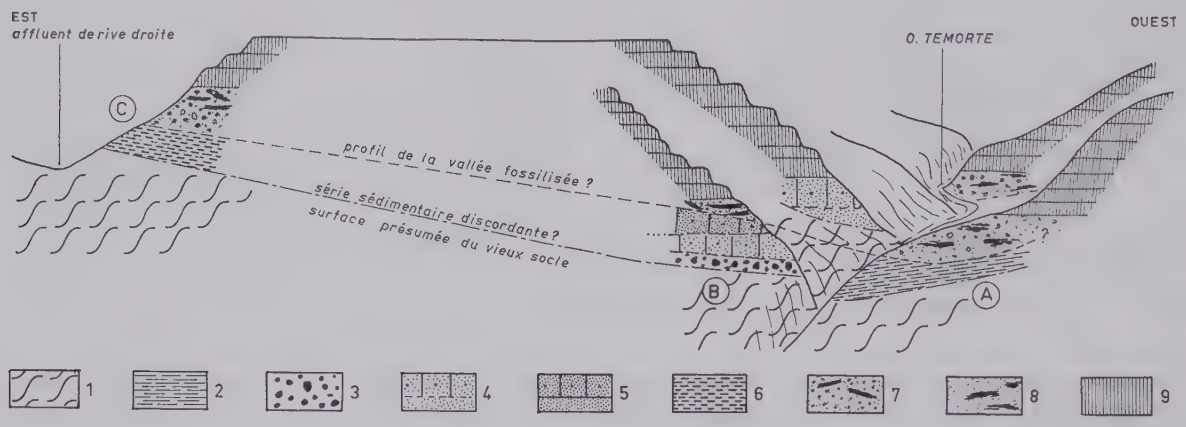


Fig. 17. — Localisation des dépôts anté-volcaniques de l'O. Temorte : 1 - socle gneissique ; 2 - argile d'altération du socle (localisée en A) ; 3 - banc de galets de quartz (coupe B) ; 4 - grès gris très clair (coupe B) ; 5 - grès rougeâtre (coupe B) ; 6 - argile alluviale, rouge ou blanche, très compacte (coupe C) ; 7 - sables gris à encroûtement ferrugineux (coupes B et C) ; 8 - alluvions fluviatiles altérées et bariolées (coupe A) ; 9 - coulées basaltiques.

b) SURTOUT DES SABLES QUARTZEUX à ciment argileux très dur, gris ou rouge, avec par endroits un ciment noirâtre d'oxydes de fer et manganèse. Or, ces sables renferment des *lentilles plus argileuses brun rouge* avec de très nombreux dessins ou taches blanches exactement comme les « argiles tachetées » de la zone tropicale humide. L'analyse des minéraux argileux a été faite à la fois sur les lentilles d'argile et sur la fraction fine des sables :

1) **Un échantillon d'argile bariolée compacte**, analysé au Laboratoire de Pétrographie du Museum (S. CAILLIERE) a été étudié par les trois méthodes d'analyses des argiles :

Les rayons X indiquent une très belle kaolinite avec des « pics » magnifiques, très caractéristiques (les raies se superposent sur celles d'un échantillon type de la kaolinite) un peu de goethite, mais pas de raie d'hydrargillite.

L'analyse thermique différentielle donne un petit crochet à 100° (eau hygroscopique), un autre petit mais net à 300° (goethite), un pic endothermique extrêmement profond et étroit vers 500° et un exothermique extrêmement intense vers 900° (kaolinite). Cette courbe est indiscutablement celle d'une kaolinite.

L'analyse thermo-pondérale indique très peu d'eau hygroscopique, puis une perte de poids de 1,2 % entre 250 et 350° soit environ 12 % de goethite, mais surtout une perte de 6,8 % entre 400 et 650° : comme une kaolinite pure perd 13 % de son poids, on peut dire qu'ici la teneur est au minimum de 50 % de de kaolinite [1].

2) **Au contraire, les analyses effectuées sur la fraction fine des sables à coloration bariolée rouge et grise** ont donné des résultats très différents. Ces sables comprennent d'après une analyse granulométrique faite à l'ORSTOM (Bondy) 51,9 % de sables grossiers, 22,5 % de sables fins, 7,2 % de limons grossiers, 9 % de limons fins et 6 % d'argile (3 % d'humidité à 105°). Les minéraux argileux paraissent plus variables ici :

Aux rayons X (I.G., Paris) les raies de la montmorillonite apparaissent à côté de celles de la kaolinite et sur l'analyse thermique différentielle, un crochet endothermique à 120° pourrait aussi lui être attribué (en plus des 2 crochets très nets de la kaolonite), mais vers 800° la courbe est floue.

Une analyse thermique différentielle (Serv. Mines et Carte Géol., Alg.), donne un crochet endothermique entre 220 et 320° (hydroxydes) puis les deux crochets étroits et profonds de la kaolinite.

Une analyse aux rayons X (ORSTOM, Bondy) donne « une montmorillonite très importante, de la kaolinite, de l'illite et enfin, en faible quantité, de la goethite ».

Enfin l'analyse semi-quantitative au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) indique près de 100 % de montmorillonite et des traces de kaolinite et ceci quelque soit la fraction granulométrique considérée.

Étant donné que, pour chaque analyse, on a opéré une nouvelle extraction sur un échantillon nouveau, cette diversité traduit certainement l'hétérogénéité de cette argile d'origine alluviale. Il s'agit, semble-t-il, d'une argile pédologique ou détritique à dominante kaolinique avec localement des néoformations de montmorillonite dans les bas fonds.

3) **L'analyse chimique** effectuée à l'ORSTOM (Bondy) confirme cette altération assez poussée de type kaolinique : cette argile est relativement pauvre en SiO^2 : au total 49,65 %, dont les 3/5 de SiO^2 combinée dans les silicates (29,15 %). Avec une très forte teneur en alumine (23,05 %), *le rapport vrai silice combinée/alumine s'abaisse à 2,14, le plus bas des rapports moléculaires trouvés dans les argiles du socle de l'Atakor.* Le fer est important : 15,85 % de Fe^2O^3, très proche du pourcentage de geothite trouvé par l'analyse thermo-pondérale (12 %) ; c'est cette teneur en fer qui explique la coloration de cette argile. Enfin, environ 1,3 % de titane ; les bases n'ont pas été analysées mais le total obtenu étant déjà de 98,8 %, leur importance doit être négligeable. Le rapport SiO^2/R^2O^3 égal à 1,48 est aussi le plus faible de toutes les analyses chimiques que j'ai pu faire effectuer sur des argiles provenant du socle : il s'agit donc d'un horizon d'accumulation des sesqui-oxydes.

L'aspect de ces alluvions bariolées suggère, comme me l'a indiqué très aimablement R. Maignien, un milieu assez humide avec battement d'une nappe importante entraînant un engorgement d'une durée supérieure à 3 ou 4 mois par an. L'hydromorphie est très nette, avec certainement des fluctuations d'une nappe d'eaux riches en fer, dans une vallée relativement importante. C'est ce que confirment les galets assez émoussés. N. Leneuf (1959, p. 119-122) décrit *un matériel argileux rouge à taches blanches surmontant un horizon pédologique développé sur terrasse alluviale avec bon drainage, en zone tropicale assez humide,* qui rappelle beaucoup notre coupe. Dans ces alluvions bariolées, (profil To 7) le rapport SiO^2/Al^2O^3 est constant et voisin de 2 au niveau de l'argile tachetée (exactement comme dans l'O. Temorte), la fraction argileuse comprend 60 à 80 % de kaolinite et 5 à 15 % de goethite tandis que la gibbsite est presque absente ou du moins impossible à identifier à l'analyse thermique différentielle ou aux rayons X. Toutes ces analogies sont frappantes et valaient bien une analyse détaillée de notre matériel. En effet, N. Leneuf classe ce sol parmi les profils ferrallitiques typiques. Ce niveau bariolé surmonte directement la zone d'altération de la roche qui peut atteindre de 3 à 13,5 mètres. Or, dans l'O. Temorte, sous ces alluvions bariolées, nous trouvons une roche bien plus nettement altérée que précédemment, complètement décolorée et « pourrie » sur plusieurs mètres (8 à 10 mètres) ; avec même dans une zone très diaclasée, une poche remplie d'une argile brillante et extrêmement compacte, de couleur brun rouge. Légèrement en amont, toujours sur la rive droite, c'est le socle lui-même (un gneiss granitisé) qui est altéré en argile bariolée (au niveau même du thalweg actuel).

1. En effet, les méthodes d'analyses utilisées au Muséum portent sur le sédiment brut et des produits non hydratés (quartz ? feldspaths ? produits ferrugineux anhydres) peuvent constituer une fraction inerte importante.

2) *SUR LA RIVE DROITE, (COUPE B) AFFLEURENT AU CONTRAIRE DES GRÈS JAUNES OU GRIS.*

Ces grès plus ou moins fins, contiennent quelques galets de quartz mais très dispersés. La cimentation est très poussée, et les fentes du grès sont remplies d'oxydes de fer. On a l'impression que les alluvions fluviatiles de rive gauche remanient ces grès et reposent dessus :

— A la base, se trouve un banc de 20 cm de petits galets de quartz allant de véritables petites billes jusqu'à des galets anguleux de 5 cm. Ces quartz sont blancs, sans trace d'altération. On trouve aussi quelques très rares galets d'une roche gris clair nettement plus altérés.

— Puis viennent des sables argileux gris blanc très grésifiés, de calibre variable allant jusqu'à un grès blanc aux éléments si fins, qu'ils font penser à un « talc » (coupe amont). Ce grès contient également quelques très rares galets de quartz de 2-3 cm, isolés dans la masse. Parfois des colorations jaunâtres limonitiques remplacent la coloration gris blanchâtre du ciment. Après 1 mètre de grès grisâtre, viennent 1,5 mètre de grès plus rouges, puis 1 mètre de sables à encroûtement noirâtre. La présence de films de calcite dans certaines fentes paraît provenir du lessivage postérieur et intense des basaltes situés sur les grès.

Les sables du grès gris blanc sont mal classés avec un indice d'hétérométrie élevé (Q d phi = 0,9) et un léger maximum de 17 % à 1 mm : en effet les sables grossiers paraissent mieux classés que les sables fins (Hé = 0,6 seulement dans le troisième quartile) ; ils sont plus nombreux également (médiane à 0,61 mm, quartile supérieur à 0,93).

Ils diffèrent totalement des arènes du paragraphe A par *leur pourcentage très élevé de quartz :* 98 % au tamis 0,25 mm, 97 % à 0,63 mm et 96 % à 1,6 mm le reste étant formé de concrétions ferrugineuses. Tous ces grains paraissent anguleux, cette très faible usure indiquant (comme le mauvais classement d'ailleurs) un transport relativement faible.

Ils s'individualisent également par *la nature kaolinique de leur ciment argileux :* une analyse thermique différentielle (I.G., Paris) indique une belle kaolinite avec un pic endothermique très prononcé (590°), mais un pic isothermique plus petit (940°). L'analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) permet d'expliquer cela : à côté de 60 % de kaolinite, il y a environ 40 % d'illite.

— **La fraction fine du « talc »** est également une argile kaolinique comme le montre une belle courbe thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) avec également un peu d'hydroxydes de fer.

Cependant il est intéressant de connaître la nature des grains, extrêmement fins, qui constituent ce « talc ». Un dosage partiel (I.G., Clermont-Ferrand, M. Montpeyroux) indique un total SiO^2 atteignant 68,6 % avec 19,5 % de sesquioxydes, une perte au feu totale de 6,5 %, et 5 % pour les autres éléments (dont 0,85 de MgO et 0,0 de CaO). Cette très forte proportion de silice et le faible ciment à nature kaolinique concordent très bien avec les résultats de l'analyse du sable gris, mais ils font penser aussi à un grès des Chapadas du NE du Brésil, d'âge supposé crétacé supérieur, sur des micaschistes quartziques qu'a décrits récemment A.R. Meunier (1961). Ce grès résulte d'un curieux processus d'altération qui aboutit à un « désengrénement des quartz » donnant une « poudre blanche » (p. 494) que divers auteurs « avaient attribué à des concentrations de kaolin alors que la silice très fine prédomine le plus souvent ». A.R. Meunier attribue ce grès à un processus d'altération climatique très énergique « qui a conduit à une remise en mouvement de la silice des quartz avec élimination des ions de fer et de magnésium abondants dans la roche fraîche » ; cette silice dissoute se serait accumulée dans les dépressions. Un phénomène assez semblable a aussi été décrit par J. Nicolas (*Bull. groupe frç. des Argiles*, t. X, 1958, p. 15-24).

Ainsi ce grès apparaît bien différent des arènes précédentes : c'est un sédiment plus évolué, à ciment argileux kaolinique et sables quartzeux. Il repose directement sur le socle par un petit « conglomérat de base » également quartzeux et il paraît antérieur aux alluvions fluviatiles bariolées.

3) *UN DÉPOT D'ARGILE EXTRÊMEMENT COMPACTE :*

Sur un affluent de rive droite, qui reste longtemps parallèle à l'O. Temorte, on trouve encore un autre faciès alluvial à environ 10 mètres plus haut, (d'après mon altimètre) que la coupe précédente (fig. 17, coupe C).

— A la base un socle décoloré, jaunâtre (migmatite ?) mais sur une épaisseur faible (quelques mètres) et sans véritable altération ;

— Puis 2,5 mètres d'une argile extrêmement compacte à cassure luisante et coloration variée (rouge vif, gris clair ou rose mauve, mais sans être bariolée). Sa présence directement sur une roche peu altérée est à priori choquante. Son aspect rappelle celui des argiles du haut O. Indegane, mais deux analyses granulométriques faites à l'ORSTOM (Bondy) sur l'argile mauve et l'argile blanche montrent une proportion d'argile (48 à 56 %) et de limons fins (26,5 et 33 %) très supérieure à celles

de l'O. Indegane (23,5 % d'argile et 15,5 % de limons fins). Par contre les pourcentages de sables fins et grossiers (total de 13,8 % pour la première, de 6,2 % pour la seconde) sont extrêmement faibles : à la binoculaire, on aperçoit ces grains de quartz très isolés dans l'argile compacte.

Cette argile analysée aux rayons X, (Lab. Géol., Strasbourg) comprend 50 % de kaolinite et 50 % d'illite, pratiquement les proportions déjà trouvées pour le ciment des sables gris. La kaolinite doit être parfaitement cristallisée car elle apparaît magnifiquement sur une analyse thermique différentielle (I.G., Paris). D'autre part, deux analyses chimiques faites à l'ORSTOM (Bondy) isolent totalement ces argiles par rapport à celles d'Ouan Télène ou même d'Indegane (fig. 18), mais elles s'apparentent assez bien à celles des alluvions bariolées de l'O. Temorte voisin :

— Par la *faible quantité de silice résiduelle* non combinée (argile mauve : 26,7 %, blanche 23,15 %) ;
— Par *la prédominance de la silice des silicates* (31,9 % et 34,75 %) associée avec une alumine assez abondante (23,55 et 26,1 %) d'où un rapport de 2,29 et 2,25 pour SiO^2/Al^2O^3.

Elles diffèrent de l'argile bariolée par leur *faible teneur en fer :* 5,6 et 2,8 % contre 15,85 %.

La teneur en TiO^2 est de 2,05 et 2,4 % environ et la perte au feu à 1 000° de 8,3 et 9,3 % très comparable à celle de l'argile bariolée.

Enfin le rapport SiO^2/R^2O^3 est d'environ 2 (1,99 et 2,11).

Ces deux analyses chimiques, comme les granulométries, font magnifiquement ressortir l'originalité de cette argile par rapport aux argiles d'Afilale, de l'O. Ouan Télène ou d'Indegane. Elles se rapprochent au contraire d'autres que nous verrons, celles du Téhé n'Tsita.

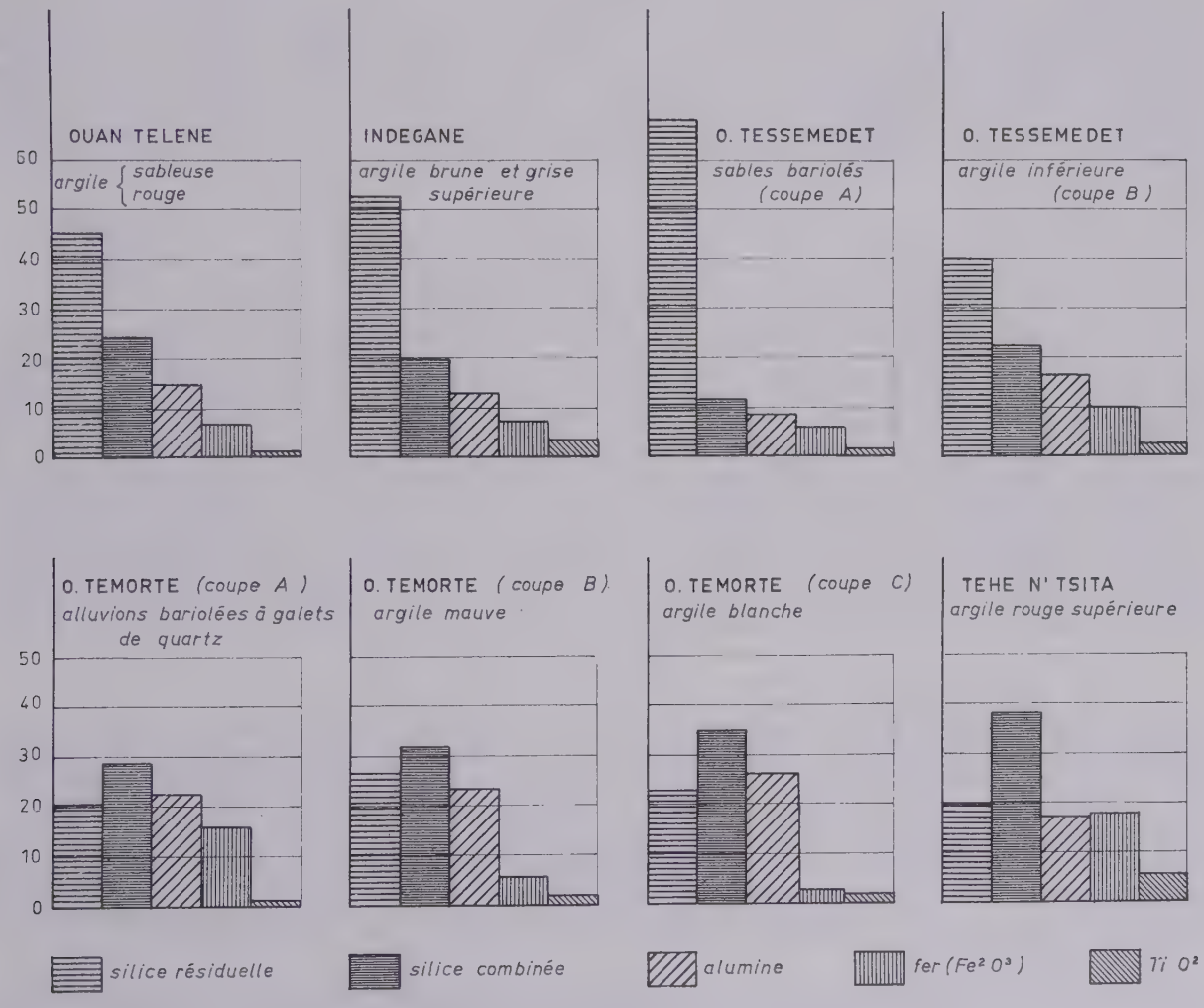


Fig. 18. — Composition chimique des divers dépôts et sols corrélatifs de la surface sommitale.

D'après l'analyse des échantillons, R. MAIGNIEN m'a très aimablement suggéré qu'il s'agirait d'une argile de décantation dans un milieu extrêmement calme du type Tchad, à la limite sahélo-soudanienne avec inondation et engorgement durant un ou deux mois, donc un « faciès moins humide » que les argiles des alluvions bariolées de l'O. Temorte. Un tel dépôt d'argile implique d'autre part l'endoréisme. Toutes ces considérations sont évidemment incompatibles avec la topographie actuelle très accidentée ! Elles confirment l'hypothèse d'une vieille topographie à écoulement indécis.

Au-dessus viennent, brutalement, 1 mètre de sables gris contenant de petits graviers et de rares galets sub-anguleux de quartz blanc, et 1,5 mètres de sables cimentés par des oxydes de fer et surtout de manganèse, noirs, rouges ou mauves. Ces sables rappellent beaucoup ceux qui viennent sur les grès gris clair et rouges dans l'O. Temorte (fig. 17). Cet encroûtement riche en manganèse peut très bien se concevoir par lessivage oblique même sous climat sahélien car le manganèse est facilement mis en mouvement, par exemple dans les alluvions actuelles du Niger (R. MAIGNIEN).

4) *CONCLUSION SUR L'O. TEMORTE : LE GRAND INTÉRÊT DE CETTE COUPE.*

Les coupes d'arènes précédentes reflétaient sans doute un climat à nuance nettement sèche qui a précédé de peu le volcanisme, avec probablement une reprise d'érosion livrant ce matériel frais et riche en feldspaths. Au contraire, la série de coupes de l'O. Temorte se rapporte à un matériel gréseux plus ancien, ayant sûrement connu des altérations et des remaniements plus poussés. Les argiles compactes de l'affluent de rive droite paraissent surmonter ces grès, mais nous n'en avons, ici du moins aucune preuve formelle. Ensuite, en liaison avec un léger creusement, sous un climat tropical plus humide qui a altéré assez profondément le sol (10-15 mètres tout au plus cependant), s'est installée une vallée dont les alluvions remaniaient les grés à dragées, tandis que sur les versants, des apports obliques de manganèse et de fer encroûtaient des sables arrachés aux anciens grès. Cette reconstitution peut paraître hasardeuse ici, mais nous la retrouverons exactement identique, avec plus de clarté, au Téhé n'Tsita. Il était pourtant intéressant de montrer qu'on pouvait la soupçonner même là où la surface fossile est douteuse, puisqu'à l'Ouest les altitudes s'élèvent brutalement. En fait les dépôts corrélatifs sont bien les mêmes.

C. — LE GISEMENT DE L'O. TESSEMEDDET (extrême amont de l'O. Tandjète)

Ce gisement nous ramène dans l'Atakor oriental, au SE des grands plateaux basaltiques. Lorsque l'on remonte les petits oueds Tileline ou Asselissane par la piste chamelière du Tesserlite, la surface fossile se rétrécit rapidement par suite de l'érosion brutale de l'O. Tandjète, descendant vers le Sud. Après un très vaste épandage de blocs volcaniques (O. Tandjète lui-même), la piste chamelière emprunte un petit ravin qui s'enfonce très rapidement. C'est tout à l'amont de ce ravin, à 2 040 m environ, que se situe le gisement (fig. 19). Les dépôts corrélatifs apparaissent à la base de l'énorme empilement de coulées volcaniques qui forment la falaise du Tesserlite et sur un substratum granitique. Ce granite est légèrement porphyroïde, très feldspathique, à quartz subautomorphes et biotite extrêmement rare. Il est souvent parcouru de veinules d'hydroxydes de fer et de manganèse, éléments que nous allons retrouver dans les dépôts. Ceux-ci permettent de reconstituer ici une « séquence climatique » au pied d'une colline granitique que l'on perçoit en très léger relief sous les basaltes :

1) *UNE ALTÉRATION PÉDOLOGIQUE ASSEZ FORTE :*

Sur le versant de rive gauche, dans les entailles de petits ravins notés A^1 et A^2, apparaît un dépôt de pente du type arène (épaisseur visible 3 à 4 m). Ce sont des SABLES QUARTZEUX gris ou rouge brun avec des teintes bariolées qui rappellent les alluvions de rive gauche de l'O. Temorte. Ces sables sont très fortement cimentés par UNE ARGILE ABONDANTE et ils renferment de nombreux fragments de quartz et quelques éléments aplitiques beaucoup plus rares. Ces quartz comme dans l'O. Temorte sont souvent rubéfiés, bariolés comme l'argile, avec une pénétration plus ou moins profonde de la ferruginisation. Leur taille est d'environ 10 à 20 cm et quelques uns présentent un émoussé qui semble fluviatile. Vers le bas, à la base d'une petite mesa, ils se concentrent en un banc alluvial, qui peut être un remaniement postérieur.

Cette formation étudiée à l'ORSTOM (Bondy) présente *une forte proportion d'éléments fins* (fig. 20) avec 23 % d'argile, 10 % de limons fins et 19,5 % de limons grossiers, ce qui fait 52,5 % d'éléments inférieurs aux sables. Les sables se répartissent en fins (14 %) et grossiers (31,2 %) (avec 1,2 % seulement de perte d'eau

à 105°). *L'analyse chimique* révèle que dans cette fraction fine subsiste beaucoup de silice résiduelle (67,9 %), sans doute en très fine poussière de quartz. Avec 11,8 % de silice des silicates et 8,65 % d'alumine, le rapport entre les deux principaux constituants des minéraux argileux est de 2,31, un peu plus élevé que dans l'O. Temorte. Fe^2O^3 compte pour 6,1 % et TiO^2 pour 1,8 %, les bases ont des teneurs négligeables puisque avec les seuls constituants précédents et la perte au feu à 1 000° (3,55), l'on atteint 99,8 %. Le rapport SiO^2/R^2O^3 est de 1,59, très voisin de celui de l'O. Temorte. L'originalité de ce dépôt de pente est la nature très siliceuse de sa fraction fine qui pose le même problème que l'échantillon de grès blanc très fin que nous avons appelé « talc » dans l'O. Temorte. S'agit-il du remaniement d'un tel grès très fin ? ou bien d'une véritable pulvérisation d'une partie de l'arène sous climat tropical par le jeu de la ferruginisation des quartz ? *Une analyse de ces quartz sur lames minces* montre effectivement qu'ils sont souvent brisés et parfois parcourus de veinules d'oxydes de fer. Le ciment entourant les grains de quartz est argileux ou ferrugineux et englobe une véritable poudre de minuscules grains de quartz interstitiel. Parfois certaines cavités de l'arène sont remplies de concrétions d'oxydes de fer. Les grains de sable sont essentiellement du quartz, à contours soit anguleux, soit très irréguliers comme si le quartz était piqueté d'alvéoles. Tous ces caractères font penser effectivement à une altération tropicale.

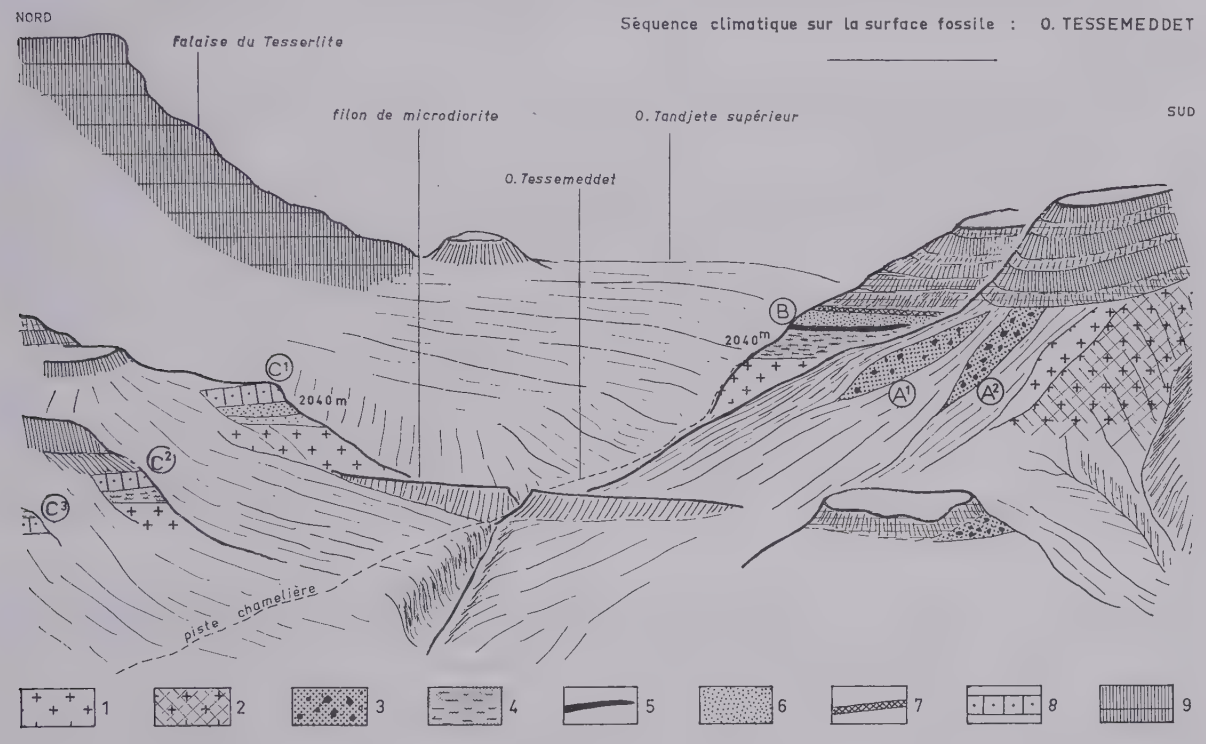


Fig. 19. — Localisation des différents dépôts prévolcaniques de l'O. Tessemeddet : 1 - granite frais ; 2 - granite altéré ; 3 - arène argileuse faiblement ferrallitique, à quartz cariés. Dans le gisement B, altération pédologique moins poussée : 4 - argile brune sableuse (sol ferrugineux) ; 5 - embryon de cuirasse ferrugineuse noirâtre ; 6 - sables jaunes ; 7 - embryon de cuirasse rouge brique. En C, sur les sables jaunes (6), reposent des grès à ciment calcaire (8). Enfin 9 - empilements de coulées de trapps. Par erreur, le granite n'a pas été recouvert de trame (granite altéré) à droite de A^2.

Après examen de mes échantillons bruts, R. Maignien pense qu'il s'agit d'une « *arène argileuse pédologique à quartz cariés* », *comme on peut en observer dans un sol ferrallitique peu évolué avec des précipitations de l'ordre de* 1 200 *à* 1 300 *m/m.*

2) *UN SOL NETTEMENT MOINS ÉVOLUÉ :*

Sur le même versant, mais à environ 200 mètres en amont, au-delà d'une zone d'éboulis qui masque tous les affleurements, on observe la coupe B suivante (de haut en bas) :

1) Une arène de sables quartzeux très cimentés par de l'argile de couleur jaunâtre, avec une structure stratifiée qui paraît indiquer des apports successifs de nappes de ruissellement. Cette arène diffère beaucoup de la précédente par la présence de *nombreux feldspaths* visibles à l'œil nu. Elle a

environ 1 mètre d'épaisseur visible (au-dessus viennent des cendres pulvérulentes grises) et présente deux niveaux encroûtés :

— Le plus élevé, épais de 5-6 cm est très argileux, de couleur rouge brique et très continu ;
— L'inférieur est noirâtre, très continu également et épais de 2 à 3 cm.

2) Au-dessous sur plus d'un mètre, L'ALTÉRATION EST ARGILEUSE, brune ou grise, avec une structure granuleuse avec des granulés argileux et d'autres de grenaille de fer très abondante. Le fer se concentre souvent en petits niveaux ferrugineux très durs. On y rencontre des fragments de quartz en petits cubes très anguleux. A la cassure ces quartz sont blancs, pratiquement sans altération.

3) ENFIN LE GRANITE AU-DESSOUS EST TRÈS LÉGÈREMENT DÉSAGRÉGÉ alors qu'au Sud du gisement A^1-A^2, il était altéré, « pourri » et décoloré sur au moins 10 mètres, ce qui permet le développement de beaux ravinements actuels.

Bien que proche l'une de l'autre, cette arène du gisement B ne ressemble pas du tout à celle de A et on a l'impression, sur le terrain, qu'elles ne sont pas contemporaines. Les analyses confirment ce point de vue :

L'analyse granulométrique de l'argile inférieure (ORSTOM, Bondy) indique 48 % d'argile, 8,5 % de limons fins, 5,4 % de limons grossiers, mais encore 33,8 % de sables (11,4 % de sables fins et 82,4 % de sables grossiers) (eau à 105° : 2,5 % ;)

— *L'analyse de l'argile* aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) indique 60 % de kaolinite, 20 % d'illite ouverte et 20 % de montmorillonite pour cette argile inférieure. Pour le niveau argileux rouge supérieur, très compact, on trouve au contraire 80 % de montmorillonite, 10 % d'illite et 10 % de kaolinite ;

— *L'analyse chimique* de l'argile inférieure (ORSTOM, Bondy) reste cependant assez proche de l'analyse de l'argile de la coupe A : on y trouve nettement moins de silice résiduelle (40,25 % au lieu de 67,90) ; la silice combinée (22,6 %) et l'alumine (16,55 %) donnent un rapport moléculaire exactement semblable au précédent (2,31). Fe^2O^3 présente une teneur relative un peu plus forte (9,4 %), mais le rapport SiO^2/R^2O^3 est légèrement supérieur au précédent (1,7). Enfin l'on trouve 2,7 % de TiO^2, moins de 1,5% pour les bases et 7,15 de perte au feu à 1 000° (ce qui est normal vu le pourcentage d'argiles non kaoliniques). Cette analyse par voie humide est encore renforcée par une analyse semi quantitative, au quantomètre, faite au C.R.P.G. de Nancy, qui donne un peu moins de SiO^2 totale (49 5 %), un peu plus d'alumine (17,8) et de fer (15,05) et autant de titane (2,83 %). La perte au feu est de 10,9 % et l'analyse des bases donne 1,6 % de K^2O 1,06 de MgO, 0,44 de CaO et 0,14 % pour le MnO comme pour Na^2O (analyse « bouclée » à 99,46 %). *En lame mince* sur les sables jaunâtres, on remarque que le fer a effectivement un rôle important ici : il n'y a plus guère d'éléments argileux, ni de poudre de quartz, mais un ciment essentiellement ferrugineux (rouge en lumière naturelle, noir en lumière polarisée). Il enrobe des grains anguleux ou alvéolés essentiellement quartzeux comme dans les arènes bariolées.

En regardant mes échantillons, R. MAIGNIEN m'a suggéré l'hypothèse d'*un sol ferrugineux tropical légèrement lessivé avec, pour fixer les idées, environ 700 à 800 m/m de précipitations*. Les niveaux encroûtés sont des ébauches de cuirasses (avec une structure en fines lamelles) caractéristiques d'apports de fer latéraux au bas du versant, comme il s'en forme actuellement sur les reliefs très mous au Nord d'Ouagadougou. Ce fer peut être un apport de circulations d'eaux postérieures ou bien être dû à une remobilisation à partir des arènes argileuses légèrement ferrallitiques. On peut penser en effet que ce sol de bas de pente s'est établi aux dépens d'une arène argileuse plus ancienne, formée sous un climat plus humide : il y aurait eu péjoration de l'humidité dans un climat à nuance tropicale.

3) *LE PASSAGE A UN CLIMAT SUB-ARIDE :*

Sur le versant droit, toujours dans la même position « stratigraphique » affleure au contraire un curieux grès (coupe C^1, C^2 et C^3).

En C^1 on peut voir à la base le granite presque frais et au-dessus 0,4 mètre de sables gris à petits fragments de quartz non altérés de 1 à 3 cm de diamètre. Ce sable gris passe ensuite à un GRES JAUNE BRUN (couleur C 63 de l'échelle de A. CAILLEUX : « brun très pâle »), qui vers le haut devient une véritable dalle, épaisse de 0,5 m de couleur grise (D 90 de l'échelle, c'est-à-dire « gris ») qui se détache en gros blocs irréguliers suivant un système de grandes diaclases polygonales. La surface de ce grès, que l'on dégage très facilement au marteau sous une forte épaisseur de dépôts cendreux volcaniques, ressemble à un microlapiez ; elle est toute alvéolée de petites cavités irrégulières de 0,5 à 1 cm de diamètre. En versant de l'acide sur ce grès, l'on est tout étonné de constater que *ce ciment gris très dur est calcaire*. Le ciment se dissout presque totalement. Le grès de la dalle a une granulométrie plus grossière avec des gravillons de quartz qui rendent sa surface rugueuse. Le sable comprend beaucoup de quartz, mais aussi des feldspaths visibles sur le terrain.

En C^2 on remarque qu'une arène jaunâtre apportée par des nappes de ruissellement et semblable à celle de la coupe B passe progressivement à la formation gréseuse : CE GRÈS SUCCÈDE DONC BIEN, DANS LE TEMPS, A LA FORMATION B.

En C^3 le grès se situe directement sous un basalte altéré jaune brun, puis plus haut, transformé en argile rouge. Plus à l'Ouest la piste chamelière s'éloigne de la grande falaise, mais sur la rive gauche de l'O. Aharouah à l'aval, on distingue nettement encore au moins 1 mètre de dalle gréseuse. Malheureusement les coupes sont rares.

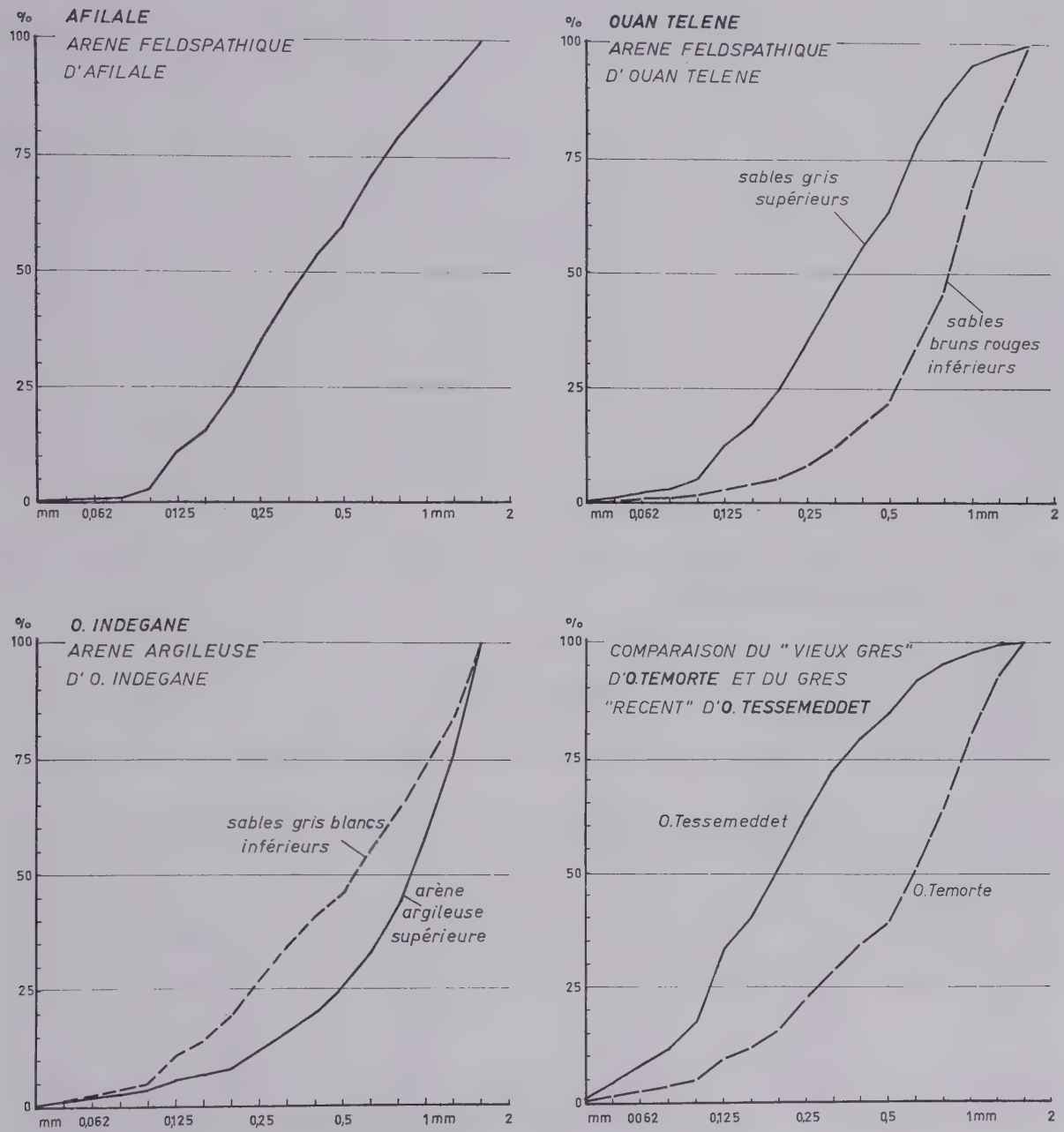


Fig. 20. — Courbes granulométriques des sables des dépôts corrélatifs de la surface sommitale. En bas et à droite, les grès de l'O. Temorte représentent un stade antérieur à la formation des alluvions bariolées. Au contraire, à Tessemeddet, le grès calcaire est postérieur à l'arène bariolée. D'où l'idée de cette comparaison entre les plus anciens et le plus récent de ces grès anté-volcaniques.

L'analyse de différents échantillons de ce grès a montré :

— *Une composition granulométrique* pour le grès jaune tendre qui diffère sensiblement de tous les sables des dépôts corrélatifs examinés jusque-là par sa grande finesse : le quartile inférieur se situe à 0,11 m/m et le supérieur seulement à 0,36 avec une médiane de 0,2 m/m (grès d'O. Temorte : 0,61, Afilale 0,36, Ouan Télène 0,36 et 0,85, O. Indegane 0,54 et 0,9). Par contre il est aussi mal classé que les autres sables (Hé : 0,82, Q d phi : 0,83) avec un léger maximum (16 %) au calibre 0,125.

— *Une évolution entre le grès jaune inférieur et le grès gris cimenté* supérieur : à la binoculaire, on remarque que le grès jaune est formé de grains plus anguleux et plus fins que le grès gris.

Le grès jaune contient déjà quelques sables grossiers (1-3 mm) dont le nombre augmente vers la partie supérieure. Les grains de sables sont formés par du quartz à 90-95 % suivant les calibres, les fragments de feldspaths apparaissant surtout dans les sables grossiers (5-10 %). Une fine poussière de quartz colle aux grains avec des taches de fer et de manganèse provenant du ciment. En effet, à côté du sable, on aperçoit de très nombreuses concrétions : les unes blanches disparaissent à l'acide (calcite) elles ont le calibre des sables grossiers (58 % des grains au tamis 0,63 mm), les autres ferrugineuses noires et brillantes, abondent surtout vers le calibre 0,125 mm (17 % des grains). Les concrétions calcaires sont arrondies bien que fragiles tandis que les éléments ferrugineux sont des fragments très anguleux. La morphoscopie des grains de quartz indique un transport très faible, n'ayant entraîné aucune trace d'usure par l'eau. Pourtant, surtout vers les sables grossiers, par exemple au calibre 1,6 mm, on compte 72 % de véritables « non usés », mais 28 % de grains « sub-émoussés », qui paraissent avoir été usés, mais par une sorte de « taraudage » qui fait penser à une ancienne altération chimique (M. Ters). On peut, dans ce cas, penser qu'ils proviennent de l'arène argileuse à quartz cariés qui subsistait sur certaines pentes. *L'étude en lame mince* confirme la prédominance des quartz, leur caractère anguleux et leur mauvais classement ; elle permet de confirmer la présence de feldspaths qui paraissent être de l'albite et du microcline, mais l'altération rend les mâcles assez floues ; le comptage des feldspaths sur trois lames donne un pourcentage comparable : 3 à 8 % et quelques rares grains de muscovite. Enfin elle permet de préciser la nature du ciment, formé essentiellement de grands cristaux de calcite, et d'autres, au contraire extrêmement petits qui s'insinuent jusque dans les fissures des grains de quartz ; ce ciment calcaire est abondant en très larges plages. Certains grains de quartz, enrobés de calcite, paraissent avoir été « concrétionnés » avant leur dépôt.

Dans le grès gris, la lame mince permet de voir que les cristaux de calcite n'ont pas la belle irisation des cristaux purs, mais une coloration jaunâtre et, à côté, des pigments et des veinules ferrugineux apparaissent. Cette double composition du ciment est visible aussi sur l'échantillon en surface polie où des traînées rouilles ou de petits grains ferrugineux parsèment le fond plus clair. D'ailleurs, le fer, remobilisé sous forme de patine, donne cette teinte plus sombres à la dalle supérieure. Les grains sont ici plus arrondis « subanguleux », mais il n'y a pas de ronds mats (tout au plus de 1 à 4 %).

Une fraction fine très peu abondante (5,6 % du poids total) contient comme minéraux argileux (A.T.D., Inst. Cathol. Paris) de l'illite et de la montmorillonite avec l'indication d'hydroxydes de fer vers 330°. La kaolinite paraît absente.

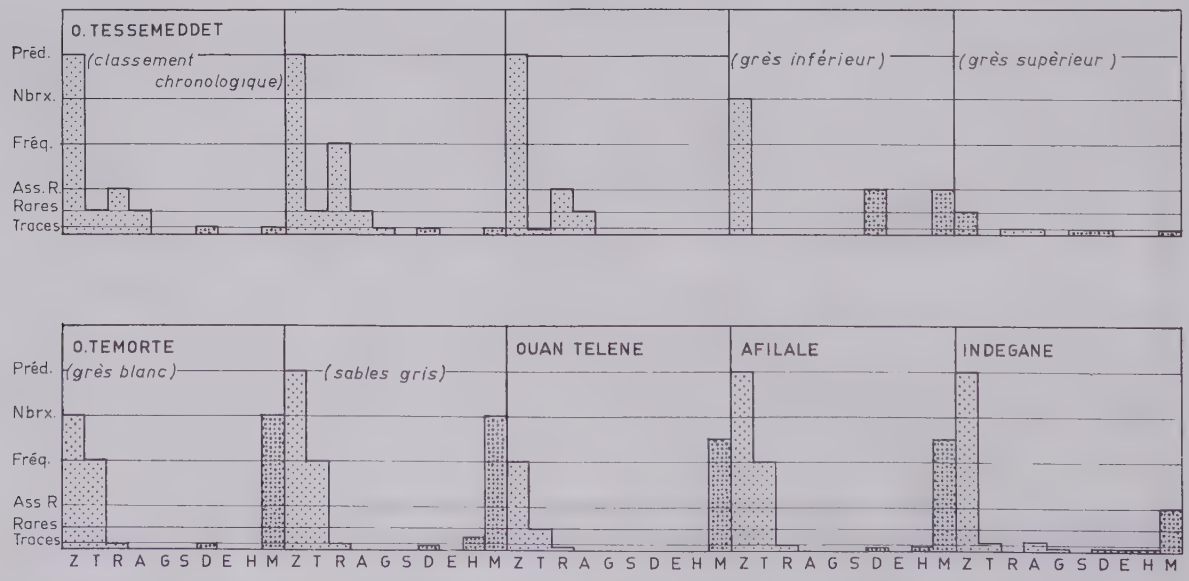


Fig. 21. — Les minéraux lourds inclus dans les dépôts corrélatifs de la vieille surface sommitale : zircon (Z), tourmaline (T), rutile (R), andalousite (A), grenat (G), sillimanite (S), disthène (D), épidote (E), hornblende (H) et monazite (M). Tous ces cortèges se caractérisent surtout par la prépondérance des minéraux « ubiquistes ».

Quelle est la signification de ce grès calcaire ? On pourrait penser que, reposant sous des basaltes qui ont été très altérés, comme nous le verrons, le calcaire a pu être amené par percolation lors du lessivage de ces basaltes et a cristallisé au niveau d'une nappe au contact du socle. Mais après analyse des lames minces, il semble que l'on puisse rejeter cette hypothèse : ce ciment est bien originel puisqu'il ne remplit pas que des fissures, mais un volume notable de la roche. M. Ters m'a confirmé la vraisemblance de cette hypothèse. Si cette calcite s'est formée en même temps que le grès, on peut alors penser qu'il s'agit du troisième stade d'une aridification d'un climat tropical assez humide à l'origine. En effet, A. Guilcher (1953) signale dans le Sud et le SO de Madagascar (Androy), sur le vieux socle précambrien également, des sols à croûte calcaire recouvrant des gneiss sous un climat semi-aride à maximum de pluies de saison chaude [1]. Ces apports carbonatés sont liés à des sols rouges non latéritiques et souvent squelettiques, caractères qui correspondraient bien à l'aspect de ce grès à éléments mal triés et encore feldspathiques.

D. — CONCLUSION

Ce gisement de l'O. Tessemeddet nous permet donc de reconstituer une succession climatique extrêmement intéressante. Elle permet en effet de suivre le passage d'un épisode d'altération faiblement ferrallitique, caractérisé par des argiles bariolées (alluvions de terrasse dans l'O. Temorte, arène argileuse à quartz cariés à l'O. Tessemeddet) à l'épisode nettement plus répandu d'une arène encore feldspathique développée sous climat subaride, à accumulation de calcaire et des sols qui font penser à des sols « méditerranéens ». Ainsi, nous ne nions pas qu'il a existé une phase d'altération tropicale, même assez humide, comme l'avait signalé P. Bordet. Ses vestiges, assez rares, sont effectivement remarquables : ainsi, sur la piste automobile de Tamanrasset à l'Assekrem, à l'Est de l'Akar Akar, on peut observer une coupe magnifique de cette altération à la base des plus anciennes coulées. Ici la partie colorée (accumulation des sesquioxydes) a disparu mais il reste une altérite, c'est-à-dire la zone inférieure d'un ancien sol tropical humide développé sur environ 10 mètres dans le granite à gros grains du massif d'Afilale-Akar Akar. La roche est complètement jaunie, les biotites totalement décolorées et les feldspaths très altérés. Cette roche sans cohésion est la proie de ravinements intenses qui créent des difficultés pour l'entretien de la piste après chaque pluie. C'est la zone pourrie « d'altération isovolumétrique » de G. Millot et M. Bonifas (1955) gardant sa texture originelle avec des filonnets et des diaclases encore visibles, de même que l'orientation des cristaux, mais la roche a été transformée chimiquement et a perdu déjà toute consistance. Même les quartz sont devenus friables. Cette roche est très légère car, par suite des migrations d'éléments sous la forme ionique, il y a eu diminution importante du poids par rapport à la roche originelle. Cette zone II des altérites se développe particulièrement bien sur les granites et les gneiss avec la perte en poids la plus élevée (J. Tricart, 1961, p. 159), car sur ces roches les produits d'altération sont peu argileux, donc plus perméables, permettant une infiltration plus importante [2]. J. Tricart indique une épaisseur de 10 à 50 mètres alors que sur les schistes elle n'est que de 5 à 10 mètres. Avec environ 10 mètres d'altérite décolorée à l'Akar Akar, nous retrouvons l'hypothèse de R. Maignien d'un climat faiblement ferrallitique.

La fraction argileuse de cette altérite étudiée par analyse thermique différentielle à la fois à l'Institut de Géographie de Paris et à l'Institut catholique, étant donné l'hétérogénéité du matériel, a cependant donné exactement la même courbe très complexe : un mélange de montmorillonite, illite et kaolinite. Cette détermination a été confirmée aux rayons X (ORSTOM, J. Pinta) : montmorillonite, kaolinite et illite avec également des raies de feldspaths, ceux-ci n'étant donc pas totalement altérés à ce niveau. Cette dernière remarque est intéressante car elle permet d'expliquer la présence d'une certaine proportion de feldspaths dans les arènes qui proviennent du remaniement de ce manteau d'altération.

L'analyse chimique (C.R.P.G., Nancy) indique, vers 8 à 10 mètres de profondeur les teneurs suivantes :

SiO^2	= 67,1	MgO	= 2,12
Al^2O^3	= 15,8	CaO	= 1,0
Fe^2O	= 3,95	Na^2O	= 0,42
MnO	= 0,04	K^2O	= 4,05
TiO^2	= 0,1	perte feu	= 6,52

1. Les carbonates à Madagascar sont fournies par les cipolins et les amphibolites, roches qui affleurent ici au Sud et surtout à l'Est de notre gisement.

2. Ce problème de la perméabilité est essentiel : ainsi, juste à l'Est de la piste, on peut voir deux filons de microgranite encaissés dans ce granite complètement pourri : la roche des microgranites est entièrement saine, avec des cristaux de biotite brillants, et elle se débite en boules.

L'on voit qu'à cette profondeur, l'analyse chimique confirme également qu'il reste des cristaux feldspathiques non altérés et que ceux-ci sont souvent les feldspaths potassiques.

Plus bas, nous passons à la zone III des altérites (J. TRICART) où subsistent des noyaux durs avec formation de boules par altération périphérique. Effectivement sur 10-15 mètres plus bas se dégagent des chaos de boules arrondies qui sont déchaussées de leur « gore » par le ruissellement actuel.

Enfin, vers le bas du versant, à 30-35 mètres plus bas que les basaltes apparaissent de grandes dalles lisses de roche fraîche où l'oued s'enfonce en gorge étroite à tracé rectiligne suivant les diaclases. En effet, à la base d'un tel sol, jusque vers 100 à 130 mètres parfois (J. TRICART) on observe un simple élargissement des diaclases avec circulation d'eau : l'oued actuel a profité de cette altération très localisée.

Cette altération tropicale est donc indiscutable, mais l'analyse des dépôts corrélatifs ci-dessus (où nous n'avons choisi que les gisements les plus typiques) nous montre qu'UNE « ARIDIFICATION » PROGRESSIVE DU CLIMAT S'EST PRODUITE AVANT LES ÉPANCHEMENTS BASALTIQUES. Ce climat plus sec a entraîné très certainement une érosion importante sur des pentes mal protégées et le manteau d'altération avait en grande partie disparu. C'est donc sur un substratum résistant que se trouvent les empilements basaltiques et non pas sur des bases fragiles qui auraient accéléré leur érosion. La vieille surface du bourrelet oriental également était déjà dépouillée de ces altérites avant son soulèvement. De toute façon d'ailleurs, *la profondeur relativement faible de la roche pourrie ne permet pas d'expliquer des surfaces étagées en roche altérée comme le pensait* J. BUDEL. Les vestiges de ce manteau d'altération n'apparaissent que par endroits, sans doute dans des zones basses de cette époque qui ont été protégées contre l'érosion jusqu'au moment des épanchements volcaniques.

Avant cette phase d'altération, l'analyse des dépôts corrélatifs de l'O. Temorte a permis de distinguer une sédimentation plus ancienne de grès quartzeux à ciment kaolinique et d'argiles compactes et colorées. L'évolution de la vieille surface apparaît donc particulièrement complexe et le problème se pose de savoir si cette surface n'était pas exhumée d'une première couverture sédimentaire avant cette phase d'altération. Dès mon premier séjour dans l'Atakor, la découverte de formations alluviales à dragées de quartz au Téhé'n'Tsita m'avait fait soupçonner l'existence de cette couverture (P. ROGNON, 1959, p. 72), mais je n'ai découvert ces très vieux grès qu'à mon dizième séjour, en retournant une dernière fois au Téhé'n'Tsita pour montrer le gisement à R. COQUE.

II. — PRÉSENCE DE VESTIGES D'UNE COUVERTURE SÉDIMENTAIRE SUR LA VIEILLE SURFACE EN BORDURE DE L'ALEKSOD

Une formation sédimentaire très particulière est en effet conservée à la surface de cette topographie fossile au contact entre l'extrémité NE de l'Atakor et l'Aleksod sur les bords du haut plateau basaltique de l'In Toukfessine (2 290 m). Ce plateau se situe sur la ligne de partage des eaux entre l'O. In Ourarène et l'O. Tiréhitine et d'une façon plus générale, sur la ligne de faîte du grand bourrelet, déportée tout au Nord. Entre les bassins hydrographiques de l'Igharghar au Nord et de l'O. Tin Tarabine au Sud, ces dépôts sont indépendants de toute hydrographie et même de tout relief qui aurait pu les alimenter en éléments détritiques. Ils se situent vers 1 960-2 000 mètres, c'est-à-dire à l'altitude « normale » de la surface fossile dans cette région, et sont dominés par les corniches étagées des plus anciens basaltes de l'Atakor, empilés sous forme de « trapps ».

A. — UNE BUTTE TÉMOIN D'UNE VÉRITABLE COUVERTURE SÉDIMENTAIRE : LE GISEMENT DE L'O. TIRÉHITINE

Cette butte témoin a été en grande partie érodée par la branche NS de l'O. Tiréhitine qui descend directement de l'In Toukfissine (fig. 22) et les sédiments affleurent sur les bords de ce petit bassin torrentiel :

1) *A L'EST DE LA VALLÉE, NOUS POUVONS OBSERVER CETTE FORMATION REPOSANT DIRECTEMENT SUR LE SOCLE* (fig. 22) : un épais banc de grès affleure sous les basaltes, avec un très léger pendage vers le Sud. Ces grès sont très durs et très patinés avec des séries

de joints obliques (au Nord) ou horizontaux (au Sud) irréguliers qui de loin ne les distinguent guère de reliefs de gneiss torsadés (Pl. V, fig. 3).

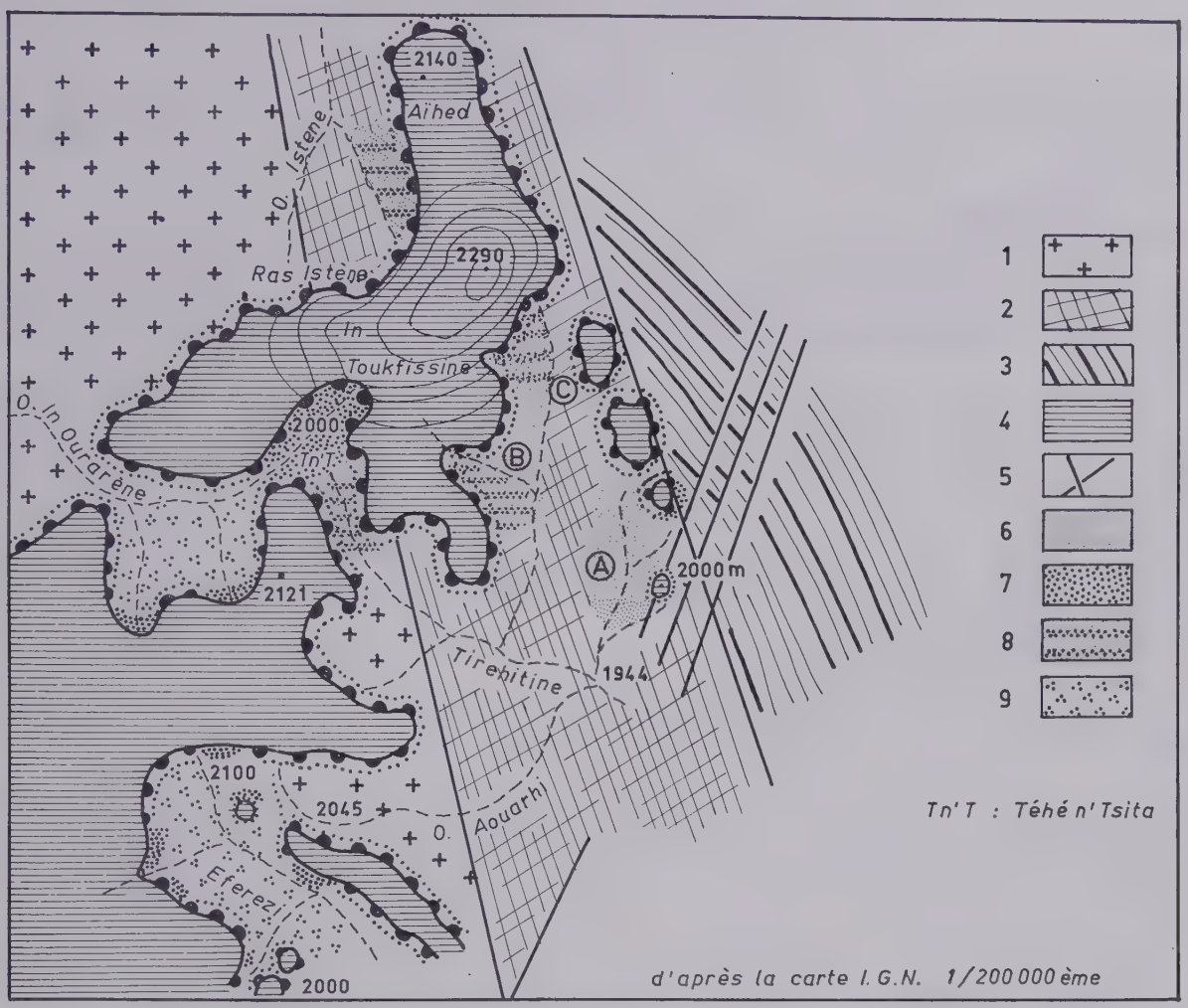


Fig. 22. — Les témoins sédimentaires autour de l'In Toukfissine : ces dépôts prévolcaniques se groupent autour d'un lambeau de trapps basaltiques (2 290 m), au voisinage de l'extrémité Nord d'un fossé tectonique : 1 - roches granitisées ; 2 - schistes (pharusiens ?) mylonitisés ; 3 - séries suggariennes (gneiss à deux micas, quartzites, amphibolites) ; 4 - trapps basaltiques ; 5 - principales failles. Ces témoins sédimentaires appartiennent à plusieurs « séries » : 6 - grès anciens du type Tiréhitine ; 7 - série de remaniement, type Téhé n'Tstia (Tn'T sur le croquis) ; 8 - grès anciens ravinés par la série discordante type Téhé n'Tsita ; 9 - série gréseuse indéterminée, transformée en reg de galets de quartz.

a) Dans l'entaille du ravin A (coupe n° 1 sur la fig. 23), on observe, tout en amont, la coupe suivante :

— *Un socle de schistes cristallins peu métamorphisés* altérés et complètement décolorés sur 5-6 à 10 mètres en moyenne ;

— *Puis l'horizon supérieur de cette altérite sous la forme d'un sol argileux très rouge* et très compact épais d'environ 0,5 mètre. L'analyse de cette argile aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg), indique un mélange de 40 % de montmorillonite, 30 % d'illite et 30 % de kaolinite, ce qui n'est pas la preuve d'une altération argileuse très intense. ;

— *Au-dessus l'on trouve* 0,4 *mètre de sables jaune pâle,* très fins, puis sur 0,5 m, des lits de galets de quartz formant un banc de conglomérat ;

— *Puis la sédimentation gréseuse s'installe sur* 12 *mètres d'épaisseur environ :* ce grès est clair vers le bas, coloré en lits alternativement blancs et rouge assez vif dans la partie moyenne, puis à nouveau jaunes à blancs vers le haut. Ces colorations sont dues à un léger ciment argileux.

— *Enfin, juste sous les basaltes, 2 à 3 mètres d'un grès jaune clair,* très tendre alors que les précédents étaient très cimentés.

A priori, le débit, l'aspect de l'échantillon et les colorations m'ont fait penser à l'une des coupes des grès de Sérouenout (celle de l'O. Addakatine) que je venais d'échantillonner quelques jours avant.

b) Tout a l'amont, sur la rive gauche, la coupe se complique :

— *Elle commence par 8 mètres de grès* : très grossier à la base (sables et gravillons de 5-6 mm), il devient plus fin, plus tendre et très clair vers le haut avec de nombreux petits trous de dissolution qui font penser à un ciment calcaire. Partout s'entrecroisent des lits ferrugineux noirs, parfois épais de 2 cm ;

— *Puis sur 0,5 m le grès tendre devient argileux et se débite en plaquettes ;* sa coloration est toujours jaune très pâle avec de nombreux lits ferrugineux (1 à 2 cm) ;

— *Au-dessus la granulométrie change : des lentilles de galets de quartz (95 à 100 %), extrêmement denses, épaisses chacune de 30 à 40 cm, forment un banc très individualisé* (Pl. V, fig. 2). Ces dragées de quartz (exceptés quelques rares galets de granite de 1-2 cm de diamètre) ont des émoussés très variés et un diamètre d'environ 1 cm, mais on trouve également des galets de 5-6 cm, généralement nettement plus anguleux.

— *Puis vient une véritable dalle gréseuse, se débitant en cubes de plus d'un mètre de côté* et se creusant de petits pseudo-taffonis. Ce grès est très fortement cimenté, de couleur rose, mais parfois le grès est blanc avec des passées violacées à lie de vin. Ces colorations soulignent de très belles stratifications obliques, mais qui changent d'allure et de pente suivant les strates séparées par des joints horizontaux. Ces joints paraissent correspondre à des litages horizontaux ferrugineux noirâtres (circulation d'eaux postérieures ?). Les dragées de quartz moins nombreuses sont épaisses dans la masse, suivant plus ou moins les litages obliques. Parfois des galets aplatis, posés horizontalement suivent l'allure d'une des strates. Ces galets sont généralement assez émoussés. Cette dalle mesure 1,5 à 2 mètres d'épaisseur et forme nettement une corniche.

— *Au-dessus l'on mesure encore 0,5 m de grès tendre,* puis un encroutement de fer épais de 5-10 cm à structure feuilletée ;

— *Enfin, sur 3 mètres, la coupe se termine sous les basaltes par 3 mètres de grès tendres,* argileux, très fins, de couleur jaune renfermant quelques concrétions de fer.

2) *A L'OUEST DE LA VALLÉE, EN B SUR LA FIGURE 22, ON PEUT VOIR LA PARTIE SUPÉRIEURE DE LA COUPE* en remontant le petit affluent (coupes nos 2 et 3 de la fig. 23). En effet la série sédimentaire présente un pendage de plusieurs degrés vers l'Ouest où la partie supérieure de la formation a donc eu plus de chance de se conserver. La formation paraît taillée légèrement en biseau puisque les basaltes, sur son sommet, paraissent parfaitement horizontaux.

a) Dans l'affluent B, on relève la coupe suivante (n° 3 sur la fig. 23) :

— *A la base de la partie visible, on trouve 4 mètres d'argile grise,* très finement feuilletée (à la manière de varves, à stratification soulignée par des colorations de limonite). La cassure est brillante, indiquant une argile très pure ;

— *Sur 2 mètres, on passe à une dalle de grès très dur,* donnant une corniche et se débitant en blocs anguleux. C'est un grès à muscovite abondante, gris mais tacheté de très nombreuses « taches » rouges ou brunes, plus argileuses, d'un diamètre de 1 à 3 cm ;

— *Le niveau le plus caractéristique est une argile très colorée en brun rouge,* extrêmement compacte (cassure luisante) et véritablement « varvée » avec de très fins litages (1 mm tout au plus) de coloration brune, rouge ou même noire. Parfois cette stratification se brouille par l'apparition de grumeaux (0,5 à 2 cm) d'une argile identique mais presque blanche qui constelle l'ensemble brun rouge. Ce banc d'argile a une puissance de 8 mètres environ ;

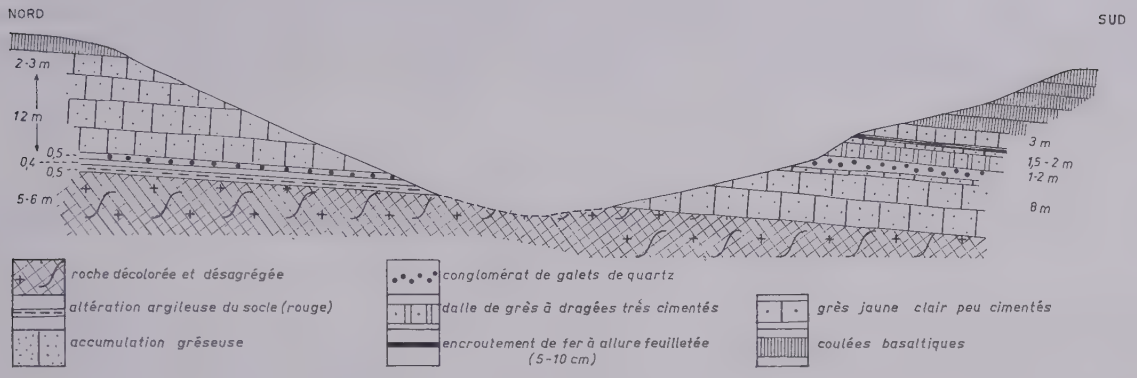
— *Puis l'argile change brusquement de couleur, elle devient gris violacé,* extrêmement compacte et sans « varves », mais la stratification horizontale est soulignée par 2 petits bancs de grès blanc, épais chacun de 10 cm dans une argile de 3 mètres de puissance environ.

— *Ces petits bancs gréseux annoncent le banc de grès épais de 2 mètres,* qui vient au-dessus : grès pélitique, extrêmement fin et compact (débit en gros blocs). Il renferme également beaucoup de muscovite, qui souligne de très fines stratifications horizontales.

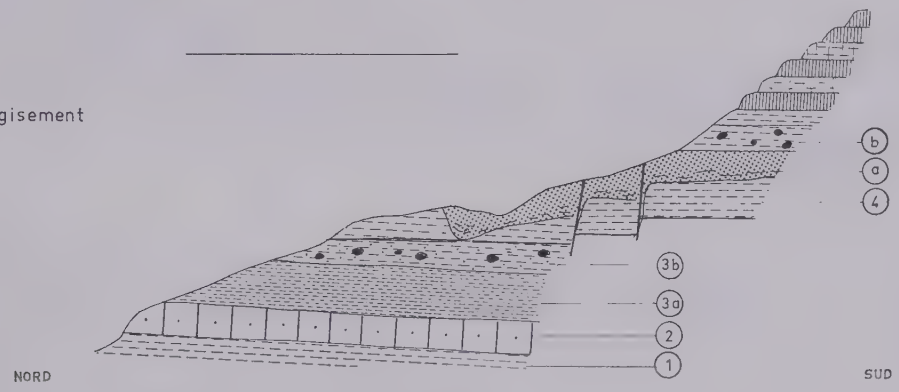
b) Comme le montre la coupe n° 3 de la figure 23, cette série sédimentaire est ensuite taillée en biseau avec dépôt, au-dessus d'une « discordance » (soulignée par un encroûtement continu d'oxydes de fer de 10 cm d'épaisseur) de 3 à 4 mètres de sables jaunes assez grossiers à stratifications entrecroisées très irrégulières, soulignées vers la base surtout par un enrichissement en limonite.

GRÈS ET ARGILES DU GISEMENT DE TIRHEHITINE

1°) Coupe des grès anciens à dragées de quartz au N.E.



2°) Coupe au S.O. du gisement



3°) Coupe au N.O. du gisement

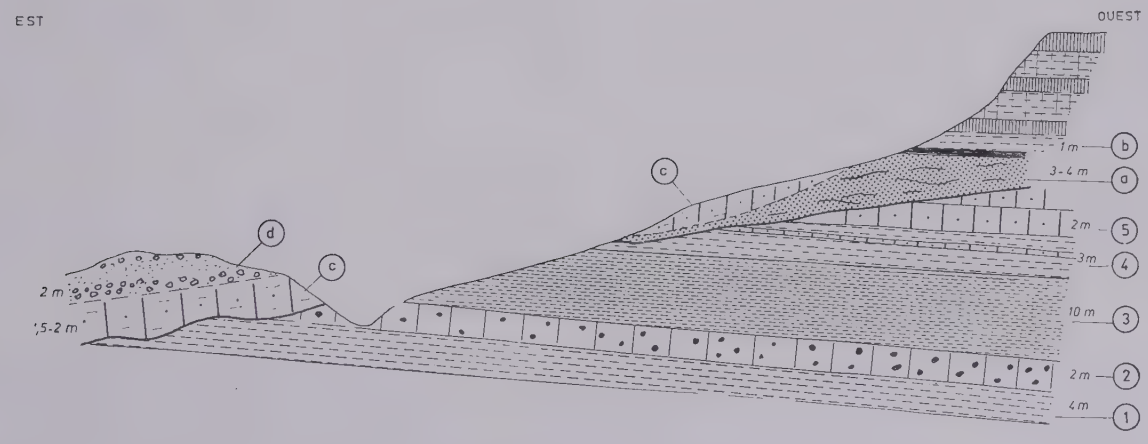


Fig. 23. — Tirehitine : coupe des grès et argiles des buttes résiduelles prévolcaniques. La coupe 2 représente la stratigraphie relevée selon un petit affluent Nord Sud de l'Oued B, et la coupe 3 a été levée selon l'axe Est-Ouest de cette même vallée B. Les chiffres indiquent les faciès des « vieux sédiments » : 1 - argile grise finement litée ; 2 - dalle de grès très dure à muscovite ; 3 - argile brun rouge très compacte et finement litée (sur la coupe 2 : 3b indique une argile brune à tâches noires minérales) ; 4 - argile gris violacé très compacte ; 5 - grès pélitique très riche en muscovite. Les lettres indiquent les faciès de la « série discordante » : a - sables jaunes à stratification entrecroisée ; b - argile grise très micacée et limonitique ; c - grès très fins argileux ; d - sables jaunes avec deux bancs de galets.

Au-dessus d'un encroutement ferrugineux de quelques centimètres (1 à 4 cm) à allure conglomératique, vient encore un mètre d'argile sableuse, très micacée, grise, envahie aussi par de nombreuses concrétions de fer. Lors de ce remaniement, il semble qu'il y ait eu un intense lessivage oblique du fer. Puis, après un niveau violacé qui peut déjà être volcanique, viennent les empilements basaltiques. Or, au bas de la pente, les sables jaunes passent très vite à un grès très fin et plus ou moins argileux, gris très clair à jaune, extrêmement homogène, qui paraît être une dalle complètement grésifiée, (épaisseur 1,5 à 2 m). Ce grès ressemble de façon frappante au grès le plus élevé de la coupe dont il dérive de toute évidence par un remaniement de quelques dizaines de mètres avec une nouvelle sédimentation. Il est surmonté par 1,5 à 2 mètres de sables beaucoup plus détritiques, jaune d'or avec deux bancs de galets très nets :

— *L'inférieur*, assez épais (0,5 à 1 mètre) irrégulier (en poches) est constitué par des galets très petits (1 à 2 cm tout au plus) essentiellement quartzeux ;

— *Le banc supérieur*, plus mince, est plus hétérogène (quelques galets de granite altéré et d'autres roches peu reconnaissables) et plus hétérométrique. Ces galets résultent sans doute du démantèlement de grès à dragées plus élevés qui devaient se situer plus au Nord.

c) Dans un petit ravin qui descend de droite sur l'affluent B (coupe 2 de la fig. 23), on retrouve exactement la même succession prouvant l'homogénéité de cette série sédimentaire : la dalle de grès très dur, à muscovite (au confluent), puis l'argile brun rouge, très compacte et très finement litée. Celle-ci devient brune vers le haut, légèrement litée avec de grandes taches noires minérales (oxydes de manganèse ?) avant de passer à l'argile grise. Cet ensemble argileux a environ 10 mètres d'épaisseur. Ici, la discordance des sables jaunes dorés (à tout petits galets de quartz et vers la base, très grande abondance de limonite) est magnifiquement visible ; ces sables descendent parfois dans l'argile le long de grandes fissures de tassement. Ils sont surmontés par l'argile grise micacée et assez sableuse, parsemée de taches de limonite ; puis on retrouve le niveau argileux violacé et les très vieilles coulées basaltiques complètement altérées.

3) *DANS LA PARTIE TOUT AMONT DE L'OUED, EN C* (sur la fig. 22) :

a) *Le socle, gneissique, est altéré sur plusieurs mètres* et cette altérite est devenue par la suite très compacte. Elle est toute traversée de filonnets ferrugineux et colorée vers le haut de taches rouges qui font penser à une altération « bariolée » identique à celle de l'O. Temorte (rive gauche) ou de l'O. Tessemeddet (gisement A). Elle est surmontée d'un mètre d'argile rougeâtre assez compacte. Elle n'est cependant pas directement recouverte par les grès ;

b) *Sur la coupe (fig. 24), les grès n'apparaissent qu'en aval* dans le thalweg, en bancs réguliers, sur 5 à 6 mètres peut-être. Ils ont un grain très fin, mais contiennent de nombreux graviers très anguleux (dragées de quartz, mais aussi petits galets de granite et même de migmatites) vers le bas. Vers le haut, les sables sont plus homogènes, surtout quartzeux, mais avec aussi quelques feldspaths semble-t-il. La coloration est gris pâle à jaune. Ces grès ne peuvent être franchement rattachés ni à ceux du gisement A (qui ont aussi des dragées, mais essentiellement quartzeuses), ni à ceux de B (dont ils ont pourtant l'extrême finesse).

c) *A la fois sur les gneiss altérés et sur les grès, s'étale un ancien cône à stratification très nette :*

— Gros blocs anguleux de 0,5 à 0,7 cm de diamètre (quartz ou quartzites) en lits de galets ;
— Puis sur 0,5 mètre des sables anguleux très limonitiques et jaunâtres ;
— A nouveau 2 à 3 bancs de galets en grand désordre, mais très hétérogènes : à côté de 50 % de quartz, on trouve des quartzites et quelques gneiss à muscovite, très frais à la cassure. Le diamètre est nettement plus petit (quelques centimètres) et l'émoussé très inégal. Des films d'oxydes de manganèse subsistent en traces sur de nombreux galets, dans l'intérieur du sédiment ;
— Puis à nouveau des sables limonitiques.

L'ensemble a une épaisseur de 2 à 3 mètres et a été taillé bien postérieurement par un glacis très ancien couvert de gros blocs de basalte très patinés, qui est connu dans toutes les hautes vallées de la région. Cette formation est donc tronquée. Malgré son apparente « fraîcheur », elle est très probablement anté-basaltique car on ne comprendrait pas que les corniches de basalte qui la dominent sur une centaine de mètres d'épaisseur, n'aient pas fourni un seul galet volcanique, à cet épandage. Cette formation appartiendrait donc à la « série discordante » et les apports de gros blocs quartzeux proviennent très certainement d'une crête de quartzites qui ressort au Nord d'In Toukfissine : elle avait dû être enfouie sous les vieux grès, puis dégagée au moment des ravinements de la série discordante avant que les basaltes ne l'ennoient à nouveau... C'est le schéma que nous allons retrouver dans toute cette région.

d) Vers l'aval, entre les grès fins anciens et l'épandage de blocs de quartz, se place une curieuse argile litée, avec de petites strates grises de 2-3 cm d'épaisseur, alternant avec des lits de sables très fins et limonitiques de moins d'un centimètre d'épaisseur. Cela donne une formation extrêmement bien stratifiée. Or, cette stratification paraît indiquer un glissement de cette formation dont les lits se redressent actuellement vers l'aval (fig. 24). Quelques concrétions calcaires (1-2 cm) sont disséminées dans l'argile. Vers le haut, l'argile devient plus sableuse et la limonite, plus abondante, puis l'alternance reprend mais avec des lits argileux gris de 5 cm et sableux limonitiques de 5 à 10 cm : le phénomène de sédimentation rythmée tend à s'altérer. Comme cette argile ne ressemble pas du tout à celles de la série « ancienne », mais plutôt aux argiles « discordantes » plus sableuses, je pense qu'il s'agit déjà de remaniement.

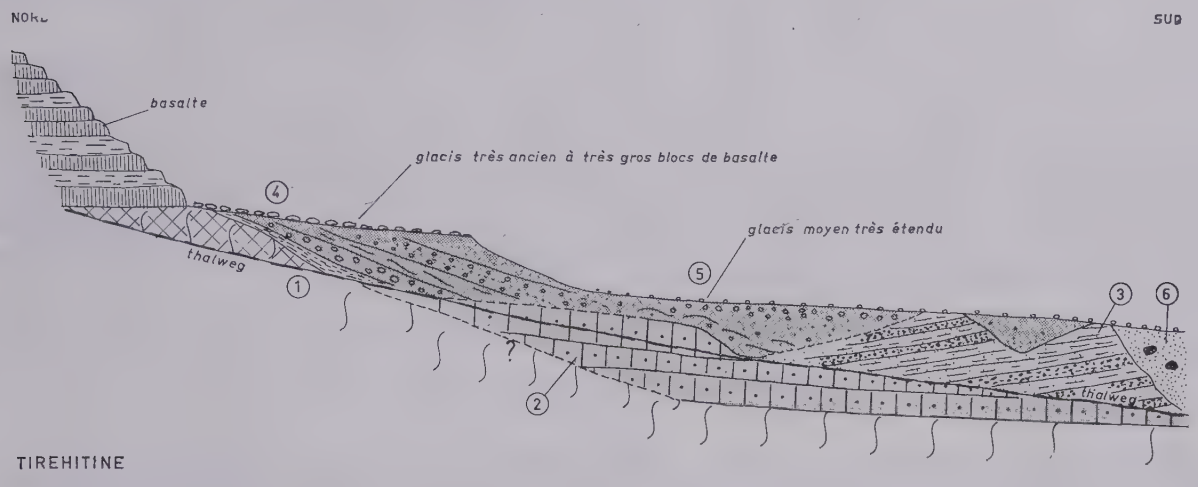


Fig. 24. — Tiréhitine : coupe de grès selon l'axe de la vallée Nord-Sud (gisement C) : 1 - gneiss altérés sur plusieurs mètres et recouverts, sous le cône, par un mètre d'argile rouge très compacte ; 2 - grès « anciens » en bancs réguliers, subhorizontaux ; 3 - argile grise alternant avec de fines strates de sables limonitiques très fins ; 4 - ancien cône alluvial prébasaltique (gros galets de quartz à la base, sables jaunâtres, deux ou trois bancs de galets, puis sables limonitiques). Ce cône est tranché par un glacis élevé, post-basaltique ; 5 - à l'aval du cône : sables à graviers de quartz et lits de galets ; 6 - grès blanc très peu cimenté, localisé dans des poches et contenant quelques galets extrêmement rares de basalte. A gauche, les empilements de basalte ont plus de 100 mètres de haut et n'ont pas été représentés à l'échelle (l'épaisseur totale des sédiments ne dépasse pas 8-10 mètres).

e) En « discordance » (ravinement) sur ces argiles stratifiées viennent des sables jaune doré (avec conglomérat de quartz et un abondant ciment ferrugineux à la base), puis, plus blancs, avec des graviers de quartz anguleux vers le haut. Ces quartz deviennent de plus en plus gros vers l'amont (jusqu'à 50 cm de diamètre) ; ils sont peu émoussés et jonchent le reg : la liaison paraît évidente entre ces sables jaune doré et le cône vu en amont. A l'aval, les sables dorés, plus fins passent à une formation grésifiée jaune pâle, exactement comme sur la coupe B. Des sables blancs peu grésifiés, en poches irrégulières, à aspect vacuolaire et contenant des galets extrêmement rares de quartz et semble-t-il les tout premiers galets basaltiques, paraissent être la dernière manifestation alluviale avant les épanchements volcaniques.

4) *RÉCAPITULATION :*

Ces coupes de l'O. Tiréhitine fournissent la preuve de l'existence d'une couverture sédimentaire assez importante : une douzaine de mètres de grès à l'Est, qui reposent sur le socle par un léger conglomérat de base ; puis une sédimentation de 15 à 20 mètres au moins, argileuse très pure ou gréseuse très fine semble reposer en concordance sur les grès à l'Ouest. Or, cette trentaine de mètres de **« vieux sédiments »** que nous avons pu relever, ne sont sans doute qu'une partie d'un ensemble disparu qui a été érodé. Le recul des versants de cette « butte témoin » se poursuivait sous l'effet du ruissellement avant l'épanchement des basaltes d'où la formation d'une **série « discordante »** de dépôts très légèrement remaniés. Les argiles s'y mêlent à des sables fins, (argiles grises sableuses), les sables jaune doré se transforment vers le bas en dalle gréseuse, tandis que les dragées de quartz se concentrent en petits lits de galets.

La butte devait encore être en léger relief lors des épanchements basaltiques : à l'Ouest par exemple, on peut observer des « pendages » assez forts dans les basaltes inférieurs, redressés jusqu'à 30° sur la rive gauche du petit affluent B de l'O. Tirehitine (fig. 22). Ces pendages paraissent originels, dus à l'écoulement de la lave sur les flancs de la butte gréseuse, jusqu'à sa totale fossilisation.

Ces sédiments posent un problème extrêmement important par leur étonnante localisation sur l'étroit fossé pharusien (fig. 22) qui peut être due à deux causes tout à fait opposées :

— *Ou bien il s'agit d'une sédimentation locale dans un creux existant* soit par l'évidement des schistes pharusiens tendres, (dépression antérieure d'érosion différentielle), soit par un rejeu des failles qui les encadrent (petit fossé d'effondrement) ;

— *Ou bien il s'agit d'une couverture plus étendue appartenant à l'une des trois grandes formations sahariennes :* Primaire, Continental intercalaire ou Continental terminal.

5) *INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DE CETTE FORMATION SÉDIMENTAIRE :*

a) L'ÉTUDE DES MINÉRAUX LOURDS DE CES GRÈS, effectuée au laboratoire de sédimentologie de l'Institut français du Pétrole en 1964 a donné des résultats absolument déconcertants, mais extrêmement homogènes : *ces grès ont des teneurs en disthène de l'ordre de* 70 % *en moyenne et allant jusqu'à* 83 *à* 88 % (fig. 39), ce qui abaisse automatiquement la proportion des minéraux ubiquistes à moins de 10 ou même de 5 % parfois ! Or, nous avons vu que des gneiss à disthène existent dans la région, principalement autour des deux failles qui limitent le fossé pharusien :

— *à l'Ouest,* dans l'auréole métamorphique du granite migmatique dans la région de l'O. Adadjène à environ 25 km au Sud ;

— *à l'Est,* dans les gneiss peu métamorphisés de la région de Tazrouk, qui arrivent jusqu'à la faille orientale du petit fossé.

Cette extrême importance du disthène, s'accompagnant d'ailleurs de quelques staurotides et grenats fait penser à un alluvionnement d'origine très locale. La forte teneur des grès en muscovite provenant également des quartzites à muscovite et des gneiss à deux micas des séries orientales attire aussi l'attention sur des apports venus essentiellement de la Tazoulet.

On remarque pourtant que vers l'Ouest ces concentrations tendent à diminuer (68-70 % dans les coupes C, 37 % dans la coupe B, 68 % de l'autre côté du plateau basaltique, dans les « vieux grès » du Téhé n'Tsita) alors que les teneurs en minéraux lourds ubiquistes augmentent 28-30 % dans la coupe C (dont 15 % de zircon) 59 % dans la coupe B (dont 43 % de zircon), 29 % au Téhé n'Tsita (surtout rutile et tourmaline) qui sont des minéraux caractéristiques du granite qui justement affleure très largement à l'Ouest du fossé. On est aussitôt amené à penser que dans le fossé tectonique ou la dépression d'érosion différentielle, se sont mêlés des apports tout à fait locaux : minéraux de métamorphisme venus de l'Est, minéraux des granites venus de l'Ouest avec tout de même une écrasante influence de la région orientale. Ces grès seraient-ils alors une simple séquence alluviale locale ?

En fait, il faut aussi remarquer que ces grès ne se situent pas à la même hauteur dans « l'échelle stratigraphique » : *ceux de l'Est* reposent directement sur le socle et il est naturel qu'ils soient influencés par le cortège minéralogique local. Au contraire, *ceux de l'Ouest,* interstratifiés avec des argiles, se situent plus haut, avec des remaniements plus importants sur une couverture sédimentaire : il est normal que dans ce cas, la proportion des ubiquistes se renforce relativement. Malgré tout, il faut retenir que les apports paraissent avoir été plus importants de l'Est, même en tenant compte du fait qu'un gneiss renferme beaucoup de disthènes alors que, pour un même volume, le granite renferme peu de zircons ou de tourmalines. Enfin, dans *la série « discordante »,* la teneur en disthènes tend à se renforcer à nouveau (exemple : grès blanc provenant de la coupe de la fig. 24) et indiquerait une reprise des apports de matériel proche et relativement frais.

b) L'ÉTUDE DE LA GRANULOMÉTRIE, effectuée également au Laboratoire de Sédimentologie de l'Institut français du Pétrole, *apporte une confirmation très intéressante des données des minéraux lourds,* car on constate une diminution progressive des calibres de l'Est à l'Ouest, se poursuivant même au-delà des plateaux basaltiques dans les « vieux grès » du Téhé n'Tsita que nous allons voir ci-dessous (médianes passant de 0,5-0,68 à 0,095). Mais comme pour les teneurs en disthène, cette diminution de calibre traduit surtout le passage des grès inférieurs de l'Est qui reposent sur le socle, avec des sables plus grossiers et plus riches en disthène, aux grès très fins interstratifiés avec des argiles situés plus haut dans la série. Ce qui apparaît donc en fait le plus clairement, c'est un amenuisement progressif

de la granulométrie des sables des séries inférieures vers les séries supérieures. Cette diminution du calibre est même sensible à l'intérieur des grès inférieurs :

— *Au NE* où la médiane passe de 0,38 à 0,30 entre la base et le sommet ;
— *Au SE* où elle passe de 0,68 à 0,5 entre la base et la dalle très consolidée.

Comme pour les minéraux lourds, cet amenuisement marque un remaniement sans doute plus poussé des séries supérieures moins influencées par la présence du socle. Cela se traduit dans les grès du Nord Est par une amélioration parallèle du classement qui passe de 0,52 à 0,45 pour l'ensemble (Qdphi) et de 0,5 à 0,4 pour le classement de détail (Hé). La même constatation peut être faite au SE, mais pour Qdphi seulement.

Valeurs caractéristiques des sables des « vieux » grès de Tiréhitine

Provenance du sable	Quartile inférieur	Médiane	Quartile supérieur	Hé	Q d phi
SÉRIES INFÉRIEURES — EST (Gisement A)					
Coupe NE					
grès inférieur	0,23	0,38	0,57	0,5	0,52
grès moyen	0,23	0,36	0,47	0,4	0,5
grès supérieur	0,21	0,30	0,39	0,4	0,45
Coupe SE					
grès inférieur	0,35	0,68	1,6	0,4	0,95
grès moyen	0,35	0,5	0,87	0,55	0,6
SÉRIES SUPÉRIEURES — OUEST					
Coupe centrale (gisement C)					
grès inférieur	0,02	0,08	0,18	0,7	0,7
grès supérieur	0,06	0,11	0,18	0,7	0,85
Coupe Ouest (gisement B)	0,06	0,1	0,21	0,62	0,78
Extrême Ouest :					
Téhé n'Tsita	0,07	0,095	0,12	0,3	0,33

Cependant, le fort indice de classement de ces sables interdit de penser à une sédimentation par des apports locaux. La finesse de ces sables empêche également de les considérer comme un matériel détritique local. Selon les valeurs fournies par A. Cailleux et J. Tricart (1959, p. 181) pour la distinction entre sables fluviatiles mal triés (caractérisant les dépôts de crues violentes montagnardes ou semi-arides) et bien triés (crues d'eau régulières, cônes de déjection subaquatiques), la plupart des indices Hé ou Qdphi trouvés ici entrent dans la catégorie des fluviatiles bien triés, atteignant même pour le Téhé n'Tsita (0,3) un indice d'hétérométrie à la limite des sables de très grand fleuve, de plages marines ou lacustres et d'édifices dunaires. L'analyse de l'émoussé des galets, faite à propos du Téhé n'Tsita, nous conduira exactement à la même conclusion. On peut remarquer d'ailleurs sur le tableau récapitulatif des courbes cumulatives que, vers le haut, la série tend à s'homogénéiser de façon frappante, toutes les courbes de grès fins supérieurs se confondant presque.

c) L'étude de ces sables a la loupe binoculaire montre qu'il s'agit de grains de quartz à 100 % pour les grès plus grossiers de l'Est, tandis que, vers l'Ouest, dans les grès très fins, à côté de très petits grains de quartz, on observe des paillettes de muscovite assez nombreuses. La muscovite est presque absente à l'Est (parfois 2-3 %) et semble indiquer un dépôt en eaux calmes, dans des phases d'apports détritiques fins entre les périodes de sédimentation argileuse. Le ciment limono-argileux est également plus abondant dans les grès fins, de couleur jaunâtre avec des tâches rouge-brun à rouge vif d'oxydes de fer. A l'analyse morphoscopique, on ne compte pratiquement que des grains anguleux (95 à 100 %) avec quelques grains cariés (4-5 %) et de très rares grains ronds mats (1-2 %).

Ces observations peuvent être encore précisées par **l'étude de lames minces de chacun de ces grès** (M. Ters). Tous les quartz apparaissent très anguleux, ils sont souvent « corrodés » et parfois extrêmement écrasés avec extinction roulante. Les feldspaths sont très rares effectivement (3 à 5 % des grains), le microcline se présente en petits fragments (coupe A), en cristaux peu altérés (coupe

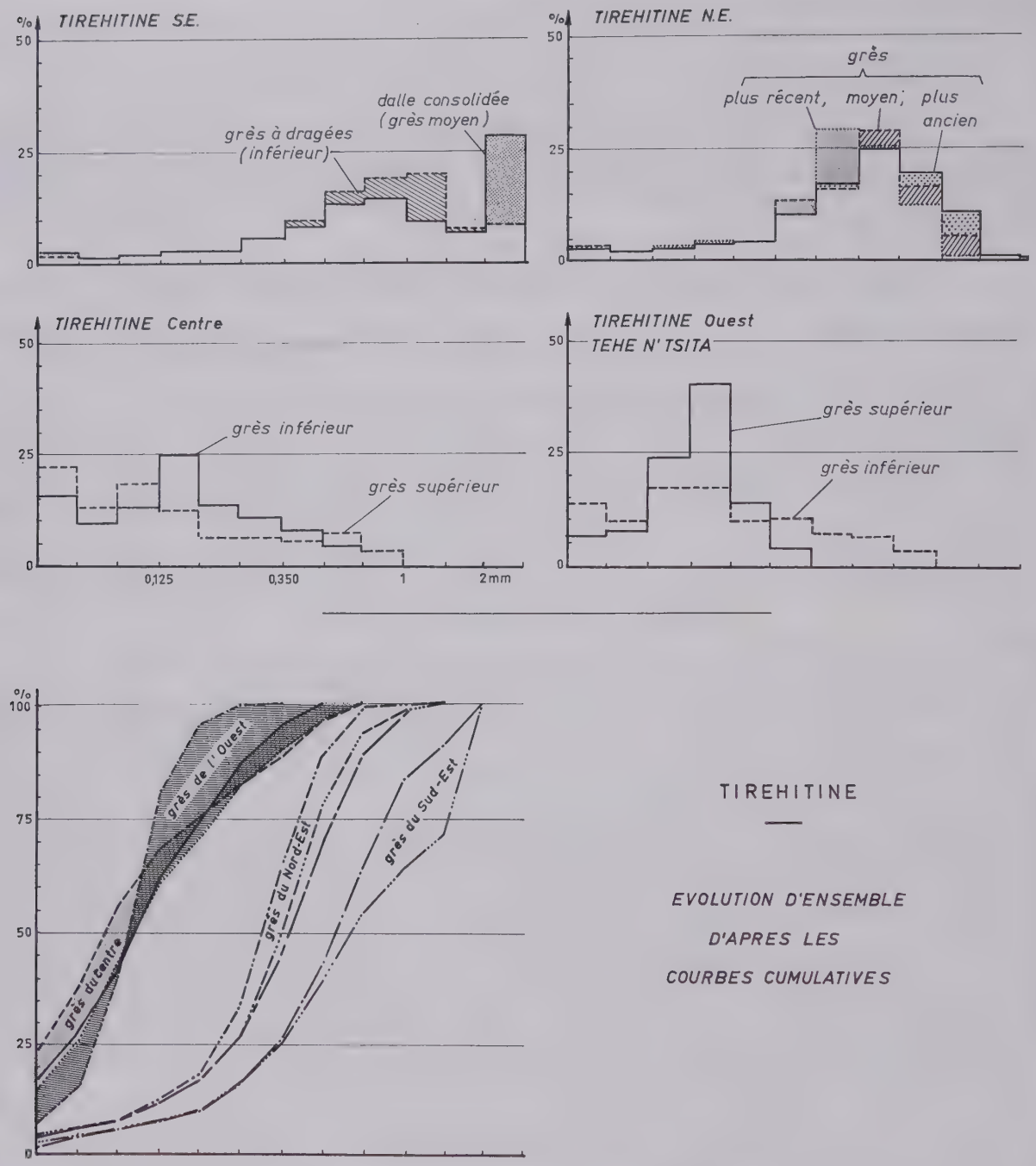


Fig. 25. — Granulométrie des grès de Tiréhitine ; le gisement du SE correspond sur le croquis de localisation, aux grès de la rive gauche de l'Oued A ; celui du NE à l'extrémité amont rive droite de cet Oued A ; le gisement du centre correspond aux grès du thalweg de l'Oued C. Enfin celui de l'Ouest correspond à l'Oued B où les grès se poursuivent sous les basaltes jusqu'au Téhé n'Tsita. Les deux gisements de l'Oued A (Tiréhitine NE et SE) représentent les grès les plus anciens reposant directement sur le socle ; les autres grès s'intercalent avec des bancs d'argiles et ont des granulométries plus fines.

C) ou très écrasés (coupe D) ; les fragments de plagioclases sont toujours très altérés (séricitisés). La muscovite apparaît dès les grès inférieurs en inclusions dans les quartz ou en grandes paillettes tordues, mais elle ne devient plus fréquente, en très petits fragments, que dans les grès pélitiques. La biotite au contraire est totalement absente, et a dû disparaître avant le dépôt du grès, car le ciment

des grès inférieurs ne contient pas d'oxyde de fer. En effet, le microscope permet aussi de préciser la nature du ciment :

Dans les grès inférieurs (coupe A) le ciment est essentiellement formé d'opale avec un tout petit peu de calcédoine (les oxydes de fer se limitent aux fissures des feldspaths altérés qui ont été ferruginisés certainement antérieurement au dépôt du grès), mais vers le haut de la coupe A et en B, le ciment siliceux incorpore davantage d'oxyde de fer et tend à devenir mixte.

Dans les grès pélitiques l'un des échantillons est cimenté par de l'opale abondante et un peu de calcédoine naissante, l'autre essentiellement par des oxydes de fer. Ce type de cimentation est classique dans les milieux fluvio-lacustres à variation saisonnière du moyen-Niger par exemple, où la silice est tantôt seule, en fines aiguilles soudant les grains (teinte grise), tantôt associée au fer et donnant une pâte nettement plus résistante et colorée (brun à rouge).

d) Les éléments fins qui accompagnent les sables sont essentiellement de l'argile et des limons détritiques sans ciment calcaire sauf exception. Dans le banc d'argile rouge brun, finement litée :

L'analyse granulométrique montre un sédiment d'une étonnante finesse, comme nous n'en trouverons plus dans les sédimentations postérieures de l'Atakor : 50 % du poids de l'argile se situe dans les calibres inférieurs à 0,845 micron et plus de 75 % à moins de 3,08 microns. Une telle argile ne peut se déposer que dans des conditions très particulières :

— *Dans une région de très forte altération chimique* avec sur tous les versants un couvert végétal d'une extrême densité sur des pentes faibles pour arriver à filtrer à ce point les éléments détritiques ;
— *Ou plutôt dans une zone de décantation d'un très grand lac,* aboutissement de grands réseaux fluviatiles, ce qui implique que l'Atakor était alors au même niveau que la surface générale qui recouvrait le Hoggar...

L'analyse des minéraux argileux effectuée aux rayons X (Lab. Géol. Strasbourg) indique une prépondérance de la kaolinite (50 %) mélangée cependant à de l'illite (30 %) et même de la montmorillonite (20 %) pour l'argile rouge brun finement litée, interstratifiée avec les grès supérieurs. Cette composition est légèrement différente de celle des sols rouges à la base des plus vieux grès où la kaolinite était moins nette (30 %), mais l'on peut dire que cette sédimentation argileuse reflète assez bien l'argile présente sur les anciens versants. Par contre, l'argile à stratifications de sables fins limonitiques de la série « discordante » est totalement différente : 80 % de montmorillonite, 20 % de kaolinite et traces d'illite. La coupure stratigraphique s'accompagne d'un changement dans la composition argileuse et sans doute aussi dans les conditions de milieu.

Toutes ces analyses permettent donc de penser a une couverture sédimentaire très générale avec semble-t-il prépondérance des apports de l'Est (quartzites, muscovite, disthène). Au NE d'In Toukfissine, on ne trouve dans un ravin que des sables jaunes de la série « discordante » mais à la jumelle, en 1964, j'ai aperçu, au-delà de l'O. Tan Emerout, d'autres affleurements gréseux sur le flanc occidental du plateau volcanique de l'Aleksod. Les coupes ne paraissaient pas très étendues et je n'ai pas eu le temps de m'y rendre. Cette observation tend à prouver que cette sédimentation s'étendait bien au-delà du « fossé ». Toutefois, ce creux topographique a certainement dû favoriser très certainement sa conservation pendant la longue phase de remaniement qui a dû faire disparaître le haut de la série. Comment en effet, cette butte a-t-elle subsisté ici jusqu'à l'époque du volcanisme ?

B. — LE REMANIEMENT DE CES « VIEUX GRÈS » : TÉHÉ N'TSITA, RAS ISTÈNE, EFEREZI

Au Nord, à l'Ouest et même assez loin au Sud de l'In Toukfissine, on retrouve des formations très caractéristiques avec leurs argiles compactes, leurs sables quartzeux et leurs dragées de quartz. Elles appartiennent encore à cette très ancienne sédimentation et, plus généralement à son remaniement :

1) *A L'OUEST, LE GISEMENT DU TÉHÉ N'TSITA* (en tamahaq : le col des Vaches). Ce gisement se situe exactement sur le col entre l'O. In Ourarène qui s'écoule vers Idelès et l'O. Igharghar Nord et, d'autre part, l'O. Tiréhitine qui coule vers l'Est, vers la Tazoulet. Ce col se situe vers 2 000 mètres d'altitude, entouré de plateaux basaltiques à 2 100 m au Sud et environ 2 050 m au NO (sur une mesa isolée sans nom, que nous appellerons plateau des Oliviers). Vers l'Ouest, l'O. In Ourarène débouche très vite dans la plaine de dégradation lente de l'Admer dans les granites et de ce côté, l'enfoncement

est trop lent pour permettre l'existence d'entailles profondes du ravinement. Au contraire, l'O. Tirehitine, favorisé par la présence de mylonites et de schistes pharusiens a connu une phase récente de creusement rapide et dès qu'on franchit le col par la piste automobile, on débouche sur un paysage, très local, de ravinements inhabituels pour la région. C'est là que se situent les plus belles coupes de ces formations anciennes :

LES « VIEUX GRÈS » A L'EST DU TÉHÉ N'TSITA (BRANCHE OUEST DE L'O. TIRÉHITINE) :

Cette vallée présente dans ses différentes branches, des bancs de grès très fins et d'argiles très compactes qui ont exactement le même faciès qu'à l'Ouest de l'autre branche de l'O. Tiréhitine. Mais ici, ils reposent directement sur le socle. Partout également, ces « vieux » sédiments sont recoupés en discordance par la série plus récente qui les ravine systématiquement et qui présente ici un développement plus important.

1) **La série ancienne se poursuit ici par des sédiments fins reposant directement sur le socle :**

a) *Le contact apparaît au confluent des oueds A et B où le socle est constitué par un granite, désagrégé et ameubli sur 2-3 mètres environ* avec une altération argileuse en taches rouges (début d'un horizon

Fig. 26. — Croquis de localisation des différentes coupes du gisement du Téhé N'Tsita : chaque lettre correspond à la localisation d'une coupe citée dans le texte. Lorsque plusieurs coupes d'un même ensemble se répartissent dans un ravin, la lettre a été affectée d'un indice (par exemple A1, A2, A3, etc.).

Légende des caissons : 1 - butte de conglomérats prévolcaniques ; 2 - premières coulées ayant comblé les vallées ; 3 - trapps basaltiques ; 4 - filon de quartz ; 5 - alluvions récentes ; 6 - piste automobile.

bariolé ?) qui se développe sur 1 mètre environ (B_1) tandis qu'en A_1 le granite n'est pas altéré. L'horizon argileux à taches rouges est moins compact, de couleur un peu plus claire et semble-t-il moins uniformément quartzeux que l'horizon rouge à la base des grès inférieurs de Tiréhitine : pourtant l'analyse de l'argile (Lab. Géol. Strasbourg) donne une très belle kaolinite (60 %) et de l'illite (40 %) alors qu'à Tiréhitine, les proportions étaient de 40 % de montmorillonite, 30 % kaolinite et 30 % illite.

— En B_1, vers l'amont, le granite paraît arasé brutalement par un ancien glacis taillé dans la roche altérée sur lequel repose une couverture de 10 à 30 cm de fragments de quartz très anguleux, véritable brèche à ciment argileux blanc, extrêmement compact et dur. Ces quartz proviennent d'une petite crête filonnienne, haute peut-être de 4-5 mètres qui a été ensevelie par la sédimentation postérieure et les basaltes avant d'être exhumée par les ravinements récents. Sur cette brèche, apparaissent les grès très fins dont nous avons donné l'analyse, pour comparaison, avec ceux de Tirhéhitine. Or ici, ces grès sont très fortement enrichis en oxydes de fer qui, vers la base prennent deux formes caractéristiques :

— A deux ou trois reprises, vers le bas du grès, l'on trouve un encroûtement très lourd, épais de 2 à 4 cm, de couleur brune très foncée. Cette sorte de « *cuirasse alluviale* » renferme de très nombreux grains de quartz extrêmement fins et anguleux, exactement comme dans le grès. Ici cependant, le sable devait être plus argileux et l'hématisation a dû le consolider postérieurement. Or, en extrayant cette dalle et en la retournant, on observe à sa base d'anciens moulages extrêmement curieux en longues rides à profil triangulaire (1-2 cm de hauteur) parallèles, incurvées ou rectilignes. Ces curieux dessins existent par exemple dans le Wealdien du Sud-Tunisien (R. Coque) et G. Lucas, Professeur à la Sorbonne, m'en a très aimablement fourni une explication extrêmement probable en me montrant un moulage qu'il avait réalisé sur les empreintes des ruissellements qui se produisent sur l'estran d'une plage sableuse pendant la période de marée basse. Le moulage reproduisait exactement les empreintes des échantillons que je lui avais soumis. Sans parler de rivage marin, *on peut penser à une plage sableuse sur le bord d'un lac ;* G. Lucas m'a d'ailleurs fait aussi remarquer que les polygones selon lesquels se découpent la cuirasse, étaient relevés sur les bords, exactement comme se craquèle une argile déposée par le retrait d'un lac. Cet apport argileux, plus tard hématisé, aurait fossilisé et moulé d'anciens micro-chenaux de ruissellement sur une plage. Or, cela rejoint la granulométrie trouvée ci-dessus pour ce grès, avec un classement de sables de plages ou de dunes.

Un peu plus haut, la ferruginisation prend un aspect tout différent : selon un niveau bien défini se dégagent des dizaines de tubulures de 1 à 5 cm de diamètre, à section ronde ou ovale, et toujours creuses à l'intérieur. G. Lucas m'a confirmé qu'il s'agissait bien de *concrétions autour de racines,* par un ciment ferrugineux, mais également un peu calcaire (légère effervescence) et ce niveau représente sans aucun doute un ancien sol ferruginisé.

— En A_1, sur le granite, apparaît un grès extrêmement dur avec des fentes cimentées par de la limonite :

Ce grès ne contient aucun galet, mais quelques gravillons et principalement des sables quartzeux. Le banc subhorizontal, atteint environ 2-3 mètres d'épaisseur. Puis il est surmonté de 2-2,5 mètres d'une argile à coloration variable, grise ou rouille, extrêmement compacte (elle happe à la langue). Au-dessus, en « discordance » de ravinement, on trouve des sables contenant de petits graviers de quartz et quelques rares éléments cristallins, de couleur dorée à grise. Nous retrouvons ici exactement la même modification brutale de sédimentation qu'à Tiréhitine. Ces sables dorés sont surmontés par une argile grise, très dure, mais assez grossière qui n'a pas la cassure luisante des argiles pures de la série « ancienne » et contient de petites concrétions calcaires (apports postérieurs ou contemporains ?).

b) *Puis la série « ancienne » se continue par des alternances de grès et d'argiles compactes,* toujours surmontés en discordance par la série détritique grossière. Dans l'oued A, sur la rive droite (A_2), le banc d'argile brune très compacte est encore visible sur 1,5 mètre, séparé de la série discordante par un liseré d'argile décolorée (gris pâle) ou par un encroûtement ferrugineux très continu (1-2 cm d'épaisseur). L'épaisseur totale de ce banc d'argile brune doit être d'environ 3 mètres depuis le grès inférieur. Au-dessus, en A_3, elle est surmontée d'un nouveau banc gréseux à ciment argileux à taches rouilles et à éléments très fins et micacés exactement comme dans l'O. Tiréhitine (quartz et muscovite). Ce banc est visible sur les deux rives de l'oued A et la discordance est toujours soulignée par une accumulation de fer. Enfin en A_4, sur ce grès, recommence un banc d'argile extrêmement compacte et à cassure conchoïdale luisante. Sa couleur est brune à la base, puis gris très clair avec une épaisseur de 1 à 2 mètres visibles. La formation en banc tend à faire place à des formes de grosses lentilles argileuses moins continues. La discordance de la série supérieure est, ici, bien visible (fig. 28) :

Dans l'oued A_5, la succession est du même type : sur le banc de grès déjà vu en A_3 vient un banc argileux à aspect de marne (elle ne fait pas effervescence à l'acide) avec des litages extrêmement fins, dessinant des micro-stratifications avec des ondulations, des circonvolutions ou des inclinaisons variables qui sont soulignées par des « lits » totalement argileux gris et d'autres légèrement limono-argileux plus clairs et micacés (muscovite). Les « lits » ont 1 à 2 mm et les circonvolutions de 4 à 5 cm. En plan, ces feuillets d'argile sont craquelés en mozaïques successives par de petites fentes de dessication. On a l'impression que ces argiles si compactes et homogènes vers la base deviennent un peu moins fines, et même, au lavage (qui n'a fourni

aucun débris ou fossile), on trouve dans le résidu de rares grains de quartz, peu ou pas usés, qui peuvent atteindre 1 à 2 mm. Puis au-dessus, une dalle gréseuse, formée d'éléments très fins et clairs, avec des joints remplis de limonite repose sous une nouvelle lentille d'argile grise compacte de plus de 1,5 mètre d'épaisseur. Là aussi, la formation est ravinée par une accumulation de sables blancs, peu cimentés ici et renfermant de petits galets de quartz (épaisseur : 4-5 m) passant latéralement à des argiles sableuses grises plus ou moins ferrugineuses.

2) **Ces alternances de grès et d'argile évoquent, comme à Tiréhitine, une topographie extrêmement évoluée** avec un classement extrême de la sédimentation, bien différente des stratifications désordonnées postérieures et surtout de la sédimentation actuelle !

a) *Les bancs de grès :*

L'analyse granulométrique sur le banc de grès qui affleure en A_3 confirme tout à fait les analyses précédentes sur ces « vieux grès » :

La médiane se situe à 0,2 mm et le quartile supérieur à 0,3 mm. Sur un grès prélevé en A_3, la médiane descend à 0,135 avec 75 % du poids du sédiment inférieur à 0,2 mm (sables fins ou « sablons »). Ce dernier grès présente un très bon classement (Qd phi 0,44) qui atteint même Hé = 0,31 dans les sables fins (29,5 % du sable se retrouve dans le tamis 0,125). Le classement autour de la médiane (C_m) atteint 39,5. *De tels indices sont plus caractéristiques d'un classement lacustre, marin ou éolien que d'eaux fluviatiles.* Le terme de pélite est donc tout à fait justifié. Le classement est moins bon pour A_3 (Qd phi : 0,7) : ces grès fins sont parfois moins triés que les grès inférieurs.

L'étude à la binoculaire, tout comme l'analyse sur lames minces, montre un sable constitué essentiellement de quartz et toujours très anguleux. Cependant, certains grains de sables de A_3, plus gros et mieux classés (Hé : 0,6 entre la médiane et le quartile supérieur), présentent un émoussé que je n'ai jamais rencontré ailleurs dans les sables de l'Atakor : ce sont des *ébauches d'émoussés luisants* (8-10 %).

A. Cailleux a eu l'amabilité de regarder cet échantillon et m'a confirmé par lettre qu'un examen très attentif au grossissement × 70 montre sur certains grains que les arêtes sont un tout petit peu émoussées et certainement luisantes : « L'aspect émoussé est infime, faible, rare, mais très sûr : ce sable présente un tout petit début d'usure par l'eau ». Cependant, cette usure n'est acquise qu'après 200 à 300 km de parcours sur les artères fluviatiles et « le Mississipi lui-même vers son embouchure, ne transporte que des sables très peu usés » (A. Cailleux). Est-ce une usure dans un lit fluvial [1] ou bien sur les plages d'un ancien lac, puisque nous avons déjà, en faveur de cette seconde hypothèse, l'allure « varvée » de certaines argiles et les encroûtements moulés trouvés dans les grès. Mais cela implique une très longue durée pour l'existence de ce lac.

Enfin, l'étude des minéraux lourds de ces grès, faite à la C.E.P. en 1963 par J. Étienne, confirme l'étonnante homogénéité du cortège dans toute cette sédimentation :

— Grès blanc : zircon nombreux, puis disthène assez fréquent, rutile et tourmaline rares ;
— Grès jaune : zircon et disthène en égale abondance (nombreux) rutile assez fréquent, tourmaline rare.

En effet, cette présence de disthène en première ou seconde position apparaît tout à fait anormale dans un sédiment « évolué ». Les cristaux de disthène sont souvent très frais, avec des angles très vifs et témoignent, ici aussi, de l'importance d'apports, venus sans doute de l'Est se mêler à la sédimentation générale.

La fraction fine a été analysée par la méthode thermique différentielle (Inst. Cathol. Paris), puis aux rayons X au C.R.P.G. de Nancy. Il s'agit d'un mélange où domine la kaolinite, abondante, avec de l'illite et un peu de montmorillonite (vérifiée au traitement thermique et au test du glycérol). Cette analyse révèle la présence de quartz mais aussi de feldspaths, sans doute sous la forme de très fins fragments.

b) *Les bancs d'argile révèlent aussi à l'analyse :*

1) Un certain mélange de minéraux argileux :

L'argile brune inférieure (A_1) renferme illite et kaolinite (A.T.D., I.G., Paris), mélange confirmé par l'étude au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) : 50 % de kaolinite et 50 % d'illite. La même argile, étudiée également au C.R.P.G. de Nancy, à partir d'un prélèvement à un niveau différent, sur produit brut (centrifugation à 38 000 tours) montre aux rayons X, des raies très nettes de la kaolinite et, moins nettes, de l'illite ; l'analyse thermopondérale permet également un essai quantitatif (S. Caillière) :

— Une perte d'eau de 1 % entre 320-400° indique environ 10 % de goethite ;
— Une perte de 1,1 % entre 375-475° est due aux illites. Il doit y avoir environ 20 % d'illite, puisqu'une illite pure perd 5 % d'eau ;
— La perte de 6,6 % d'eau entre 475-700° indique au moins 50 % de kaolinite (la kaolinite pure perd environ 13 % de son poids)

1. « En milieu tropical, la mobilité de la silice étant beaucoup plus grande, il n'est pas exclu qu'une action de dissolution s'exerçant au détriment des grains de sable au cours de leur transport fluviatile, n'aboutisse à leur donner sur un grand fleuve comme le Sénégal, l'aspect luisant caractéristique sous les latitudes tempérées d'une action marine (J. Tricart, 1961 a, p. 22).

L'argile grise de l'oued en A_2 et l'argile grise litée en A_3 donnent au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) exactement les mêmes pourcentages :

— 40 % de montmorillonite ;
— 30 % d'illite ;
— 30 % de kaolinite.

Or, les courbes d'analyses thermiques différentielles faites pour A_2 et pour A_5 avaient aussi été interprétées par Mlle S. Caillière comme un mélange complexe de ces trois argiles, avec une kaolinite plus nette (mieux cristallisée ?), de l'illite et sans doute un peu de montmorillonite pour A_2 ; une kaolinite malformée, de l'illite et de la montmorillonite (pic assez court et évasé vers 120°) pour A_5. L'étude de cette argile A_5, aimablement effectuée au microscope électronique de la Sorbonne par Mme Oberlin, confirme que les cristaux de kaolinite sont de petites particules à structure désordonnée malgré une très bonne dispersion de l'argile. La magnifique concordance de ces analyses méritait d'être soulignée. Elle montre à la fois l'extrême homogénéité de cette argile et une nette modification dans la composition des minéraux argileux.

Enfin les *argiles supérieures* (tendant vers des formes de lentilles d'argile) marquent une évolution encore plus nette dans le même sens. Au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) :

— L'argile grise prélevée en A_4 donne 80 % de montmorillonite, 10 % d'illite ouverte et 10 % de kaolinite [1] ;

— Une argile en lentilles, brune, tachetée de jaune, prélevée en B_3 donne exactement le même résultat : 80 % de montmorillonite, 10 % d'illite et 10 % de kaolinite.

La concordance de tous ces résultats nous permet d'affirmer qu'un changement très net s'est produit dans la sédimentation argileuse qui de kaolinique devient montmorillonitique.

Or ce passage à une montmorillonite s'accompagne de la présence de CO_3Ca de plus en plus nette :

— *Dans l'argile brune inférieure,* la présence de calcite gêne la dispersion de l'argile et elle se marque sur l'analyse thermopondérale par une très faible perte à plus de 700° ;

— *Dans l'argile grise finement litée,* une petite « marche » sur l'analyse thermique différentielle indique une nette proportion de carbonates (Mlle Caillière) ;

— *Enfin dans les lentilles argileuses supérieures,* le Co^3Ca se manifeste sur le terrain même, sous la forme de petites concrétions blanchâtres très dures qui font une réaction vive à l'acide. Elles paraissent contemporaines de la sédimentation et renferment quelques sables quartzeux.

2) Une composition chimique d'argile plutôt que de marne. Ce rôle de la calcite m'a amené à chercher si cette argile n'était pas plutôt une marne :

Deux analyses au quantomètre effectuées à Nancy (CRPG) sur l'argile brune A_1 et l'argile finement litée A_5 ont donné respectivement 1,64 et 1,33 % de CaO, proportion qui n'est pas très élevée. Ces analyses chimiques permettent d'autres constatations :

Les pourcentages élevés d'Alumine (25 et 23,4 %) qui marquent une très forte proportion de SiO^2 et Al^2O^3 combinés en minéraux argileux. De telles proportions ne se retrouveront que très exceptionnellement dans les argiles postérieures de l'Atakor et ce chiffre baisse déjà dans les argiles plus récentes du lot des sédiments pré-volcaniques.

La présence de cations (1,64 et 1,33 % de CaO - 1,81 et 2,67 % de K^2O) ainsi que la forte perte au feu (13,6 et 11,1 %) s'expliquent par la différenciation des minéraux argileux avec illite (l'illite pure renferme à 8 à 9 % de K^2O) et montmorillonite.

Cette séquence argileuse peut s'interpréter de deux façons : ou bien, le passage de la kaolinite à la montmorillonite traduit une modification de l'altération pédologique sur les versants, sans doute dans le sens d'un assèchement climatique. Ou bien les apports d'argile de type kaolinite et illite se sont sédimentés d'abord dans un milieu neutre ou acide, sans influence, puis progressivement, la richesse en cations a entraîné dans les bancs supérieurs, une néoformation de montmorillonite. La présence non négligeable de ces cations dans la composition chimique fait penser plutôt à cette seconde hypothèse, mais même dans ce cas, il faut penser à un drainage devenant moins actif, donc sans doute aussi à une influence climatique.

3) Une granulométrie qui reste d'une extrême finesse jusqu'aux lentilles supérieures, comme le montre le tableau suivant :

	Tiréhitine argile brun-rouge	Téhé n'Tsita argile A_5 :	Téhé n'Tsita argile brune	lentilles supérieures argile grise
sables fins	—	—	—	—
(> 0,02 m/m).....	9 %	7 %	0	7 %
limons :				
(> 0,002 m/m)	20 %	56 %	33 %	27 %
argiles.....	71 %	37 %	67 %	66 %

1. Une autre analyse au microscope électronique effectuée sur cette argile grise a donné le même résultat que pour l'argile A_5 : de petits cristaux mal formés, identiques aux cristaux qu'a obtenus Mme Oberlin, après attaque de cristaux parfaits de kaolinite hydrothermale, par une solution saumâtre (sulfate de magnésium aux teneurs maxima connues dans les lagunes sahariennes). Cette observation semble exclure une sédimentation en eau légèrement acide avec un bon drainage par exemple.

Seule l'argile litée A_5 a moins des 2/3 de son poids formé d'argile ; cela s'explique, nous l'avons vu, par l'abondance des micas dans cette argile.

3) **Cette série sédimentaire renforce les conclusions tirées du gisement de Tiréhitine** :

— *L'abondance de la kaolinite à la base est certainement en liaison avec une altération de type tropical relativement humide.* En effet, « il est aujourd'hui certain que la kaolinite est un minéral de néoformation continentale, caractéristique des altérations et des sols » et elle n'est pas capable « de se développer dans les bassins sédimentaires où les solutions s'accumulent et se chargent » (G. Millot, 1964). Cependant, la présence d'illite associée serait l'indice que ce climat n'a pas été celui de la forêt toujours verte. J.P. Bakker (1959) a montré qu'en Surinam les sédiments des rivières renferment en général 100 % de kaolinite et que l'illite n'est présente qu'à proximité d'inselbergs de granite alcalin ou dans les sédiments d'estuaire marin. G. Millot a montré aussi que, dans les estuaires, les minéraux argileux reflétaient ceux du bassin versant, mais que le milieu marin ou lacustre entraînait une augmentation de l'illite et de la chlorite. On peut donc penser qu'un milieu lacustre, bien établi ici, peut avoir modifié la sédimentation d'une argile détritique de type kaolinique.

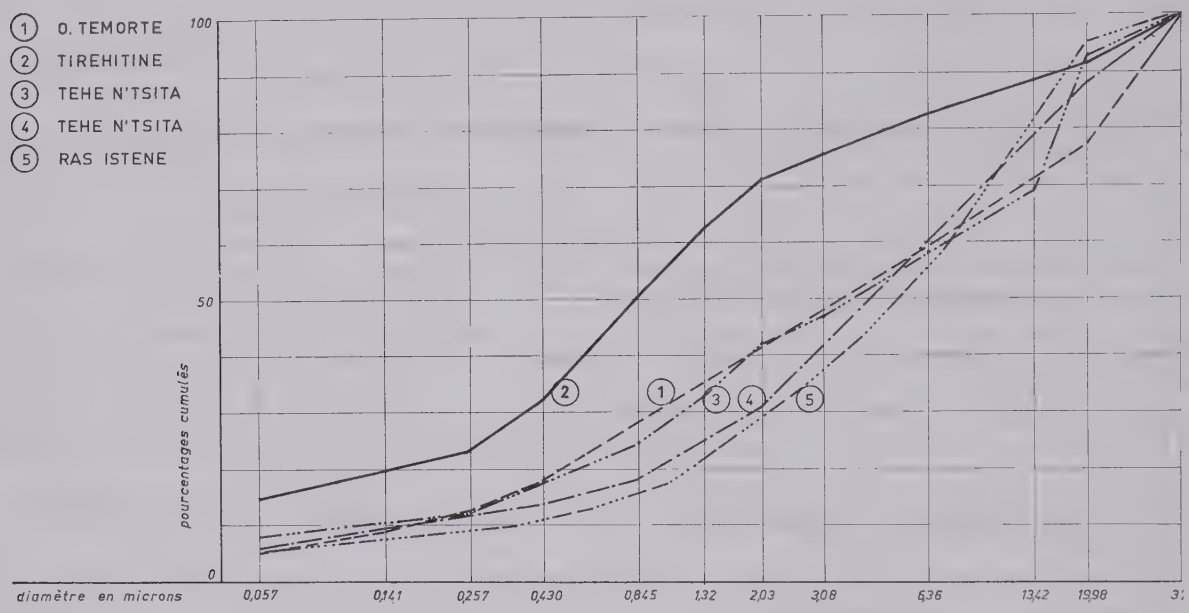


Fig. 27. — Granulométrie comparée des argiles des O. Temorte, Tiréhitine, du Téhé n'Tsita et du Ras Istène : 1 - argile rouge brillante du gisement C de l'O. Temorte ; 2 - argile brun rouge du Tiréhitine ; 3 - argile grise litée du gisement A 5 du Téhé n'Tsita ; 4 - argile brune de la coupe A6 du Téhé n'Tsita ; 5 - argile grise inférieure du Ras Istène.

— *La très fine granulométrie de ces sédiments* pourrait, à priori, indiquer une origine orientale du matériel (comme le disthène ou la muscovite) puisque G. Rougerie (1960, p. 172) a montré que les sols sur schistes contiennent des éléments nettement plus fins que les altérations sur granite en zone tropicale humide. Cependant les éléments des grès pélitiques paraissent dûs à une pulvérisation de cristaux de quartz plus grossiers, sous un climat où le quartz était très sensible à l'altération (climat tropical humide) avec un manteau végétal dense ne laissant « filtrer » que ces très fines particules, transportées jusqu'au lac par de grands organismes fluviaux.

— *Or ensuite l'évolution vers une argile de type montmorillonite implique une indéniable diminution de l'acidité des eaux.* La montmorillonite peut être considérée comme un apport détritique, mais à partir de sols plus riches en Ca, Mg et aussi silice (donc impliquant un assèchement climatique de type forêt sèche ou savane) ou, au contraire comme une néo-formation dans le lac lui-même, mais désormais dépourvu d'exutoire. L'hypothèse d'une évolution vers un climat plus sec paraît probable. Les lentilles supérieures de la série, grises (microclimat réducteur) ou brunes (précipitations d'oxydes de fer hydratés) indiquent encore une sédimentation en milieu aqueux. Les petites concrétions calcaires qu'elles renferment font penser aux « argiles à concrétions calcaires » actuelles décrites par H. Erhart, J. Pias

et N. Leneuf (1954), dans la cuvette tchadienne. Ces argiles sont très compactes, avec de grandes fentes de retrait en saison sèche et leur coloration foncée est due non à de l'humus, mais à leur richesse originelle en oxydes métalliques. Les concrétions calcaires s'y forment aux dépens du calcium contenu dans le matériel originel. R. Maignien, en voyant mes échantillons, m'a également suggéré l'hypothèse d'une argile de décantation en eaux calmes sous un climat de type sahélien ou à peine soudanien.

Nous retrouvons donc ici les mêmes conclusions que pour les grès à poussière de quartz et les argiles de décantation de l'O. Temorte (p. 94-96).

4) **A quelle période géologique peut-on tenter de rattacher cette sédimentation ?** Cette formation de grès pélitiques et d'argiles compactes, sans aucun gravier, ni galet ne peut apparemment se concevoir qu'à la surface d'une « pénéplaine » aux reliefs extrêmement adoucis. Or il est capital de savoir à quelle époque l'Atakor a pu faire partie d'une surface généralisée sur l'ensemble du Hoggar. Nous aurions ainsi le point de départ de l'individualisation de ce grand bourrelet topographique dont il fait partie. Or diverses datations ont été proposées pour cette vieille surface :

a) M. Lelubre (1952 c, p. 201) *a émis l'hypothèse que cette surface culminante pourrait être « l'antique surface anté-tassilienne dégagée de sa couverture paléozoïque »*. Déjà J. Bourcart (1924, p. 75) avait signalé parmi les énormes blocs de la gorge de l'O. Tin Tarabine, des « blocs formés d'un conglomérat très dur, renfermant de gros galets de granite, de gneiss et de quartz, qui appartiennent probablement à la base du Silurien ». Cette formation différente de celles que j'ai décrites ci-dessus, présenterait si on la trouvait en place, un extrême intérêt. Or la localisation de J. Bourcart est extrêmement imprécise et cette gorge, à la lecture, paraît être celle d'un affluent (O. Tazoulet ou Sersouf ?) plutôt que celle de l'O. Tin Tarabine qui n'existe pas. Ces gorges sont d'un accès très difficile et déjà extérieures à l'Atakor. Aussi ai-je, pour l'instant renoncé à m'y rendre, d'autant plus que, depuis, a été mis en évidence dans cette région précisément, un magnifique conglomérat à la discordance entre Pharusien et Suggarien et il y a tout lieu de penser que les éboulis signalés par J. Bourcart correspondent à ce conglomérat qui était inconnu en 1924.

b) *Le faciès de ces sédiments fait indiscutablement penser plutôt à du Continental intercalaire :*

Tous les avis des géologues sahariens qui ont aimablement accepté de regarder mes échantillons, concordent sur ce point. J.M. Freulon m'avait indiqué, peu de temps avant sa cruelle disparition, que ces grès ne ressemblaient guère aux faciès primaires, et J. Busson qui prépare sa thèse sur le Continental intercalaire saharien, m'avait dit que certains de ces faciès rappelaient nettement ceux du Crétacé inférieur, en tenant compte de la plus forte granulométrie des dragées de quartz sur le socle que dans le Nord Sahara et aussi de la plus grande richesse en micas, voire en feldspaths. Mais cette analogie de faciès ne serait valable qu'à condition que ces grès se trouvent à proximité des affleurements connus [1]. Plusieurs géologues de la C.E.P. que j'avais pu contacter en juillet 1962 à Chambourcy, grâce à l'amabilité de A. Bonnet, m'avaient donné le même avis et M. Frost, Géologue à la Mobil Oil, les a comparés aux « grès d'Agadès », secondaires également. Seulement, étant donné l'importance des conséquences surtout tectoniques d'une telle datation, chacun m'a dit qu'il me fallait absolument une datation paléontologique.

Malgré de longues recherches sur le terrain, je n'ai jamais vu de bois silicifiés, même sur le reg, mais l'on sait combien est capricieuse leur répartition dans le Continental intercalaire. R. Capot-Rey, au cours d'une tournée commune m'avait conseillé d'effectuer un lavage sur un grès pélitique qui lui paraissait contenir éventuellement des micro-organismes : après de nombreux essais de lavage, j'en ai extrait, sous la binoculaire un petit fragment de tissu végétal que E. Boureau a aimablement accepté de déterminer comme « un fragment de feuille de Monocotylédon, rappelant les Carex et les Phragmites et pouvant se comparer aux fragments connus en Afrique depuis le Crétacé (*Cyperites* sp. *cf.* Krausel) jusqu'au Quaternaire (*Phragmites maxima*) (E. Boureau, 1958, p.34) ». A l'I.F.P., M. Grekof, que je désire remercier encore très vivement pour ce travail, a accepté d'examiner les résidus de 3 tamis par échantillon sous la binoculaire, pour 12 de ces roches et, seule l'argile grise litée a fourni un fragment roulé de coquille (Lamellibranche ?). A l'I.F.P. également, Mlle Vachey a accepté de reprendre cet échantillon d'argile grise litée et y a trouvé quelques microorganismes qui semblent dater du Primaire, mais en si petit nombre qu'on ne peut exclure ni l'hypothèse d'un remaniement, ni peut-être celle d'une pollution. Enfin, M. Reyre au Laboratoire de Biologie végétale de Marseille-St-Jérôme, vient d'entreprendre la recherche des paléo-pollens sur onze de mes échantillons. Je crois que, grâce à cette aide

1. Pour trouver du Continental intercalaire reposant directement sur le socle la meilleure comparaison me paraît être entre Atakor et bordure des Iforas où cet étage repose sur la pénéplaine prétassilienne. Or R. Karpoff (1960, p. 221) le décrit ainsi : à la base, un calcaire conglomératique, puis des grès blancs à stratifications entrecroisées avec fréquents galets de quartz et des niveaux d'argiles rouges, puis des grès psammitiques fréquents, enfin au sommet des argiles vertes ou lie de vin.

qui m'a été spontanément apportée par ces divers spécialistes, à qui je voudrais encore dire toute ma gratitude, on peut dire que tout aura été essayé pour tenter de dater cette formation !

La comparaison des minéraux argileux permet aussi de pencher en faveur du Continental intercalaire dont les argiles sont moins nettement kaoliniques semble-t-il que celles du Primaire. Ainsi S. Caillière et G. Busson (1962) ont montré sur 16 échantillons de Continental intercalaire allant du Trias au Maestrichtien et représentant toutes sortes de faciès deltaïques (Trias, Jurassique supérieur) fluviatile (Albien), lagunaire ou marin (Maestrichtien) que l'illite était de façon très uniforme, le minéral prédominant, associé seulement deux fois à la kaolinite (Jurassique supérieur, Wealdien et Maestrichtien) et remplacé une fois par la montmorillonite (faciès lagunaire du Maestrichtien). Si il est permis de tenter une corrélation à longue distance, mais à la périphérie du même bassin sédimentaire, on peut noter une ressemblance avec le faciès maestrichtien où se développent des montmorillonites de néoformation dans un faciès lagunaire, associées à des carbonates. Toutefois, pour le Continental intercalaire du Fezzan, A. Oberlin, J.M. Freulon et J.P. Lefranc (1958) ont trouvé des argiles purement kaoliniques ou associées à de l'illite, mais sans indication stratigraphique et dans un bassin sédimentaire différent. Enfin au Sud du Hoggar, H. Faure m'a indiqué oralement que les argiles primaires étaient presqu'essentiellement kaoliniques, tandis que celles du Continental intercalaire pouvaient contenir jusqu'à 50 % de montmorillonite, mais que les analyses étaient encore insuffisantes pour en tirer des conclusions certaines.

c) *Enfin l'hypothèse d'une surface tertiaire, sans doute par analogie avec le Massif Central, a été aussi envisagée*, par exemple par H. Butler (1924a). Or effectivement ces grès ne sont pas les derniers sédiments avant les grandes coulées volcaniques subhorizontales : il faut donc envisager aussi cette série discordante de remaniement.

QUE SIGNIFIE LE REMANIEMENT ANTÉ-VOLCANIQUE DE CES « VIEUX » SÉDIMENTS ?

1) **Dans le thalweg A, en A²**, sur la série « ancienne », recoupée sous un angle faible, se trouvent des grès jaune doré à stratifications entrecroisées avec de petits bancs de 2-5 cm grésifiés et plus pâles, puis des grès blancs extrêmement lapidifiés (1-1,5 m) exactement comme sur la coupe NO de Tirehitine.

Comme le montrent les courbes de la figure 33, on voit nettement que ces sables dérivent de grès fins tout proches, mais avec un enrichissement en sables grossiers : les médianes passent de 0,135-0,2 à 0,45 pour les deux sables remaniés. L'une des deux courbes présente un palier caractéristique de ces remaniements. Le classement reste assez bon : Q d phi : 0,45 et 0,67 et Hé : 0,4 et 0,55, se situant entre les valeurs des deux grès anciens de comparaison. La composition de ces sables se modifie déjà dans les sables grossiers où l'on trouve dans chaque tamis entre 0,63 et 2 mm, de 6 à 14 % de feldspaths et même de 4 à 6 % de fragments de granite (quartz et feldspaths sur le même grain), alors que pour les sables fins, on trouve tout au plus 1 à 2 % de feldspaths. A la binoculaire, on remarque, sur l'échantillon brut, une matière verdâtre très tendre (sericite ou chlorite ?) qui se mêle aux sables. En morphoscopie, on constate, tamis par tamis, un brusque changement dans la composition : tandis que dans les tamis 0,125 à 0,5, on compte toujours 10 à 12 % d'angles émoussés luisants à partir des tamis 0,5 mm il n'y a pratiquement plus que des « non usés » avec 2 ou 3 % d' « angles émoussés ».

On peut donc affirmer avec certitude que le remaniement a amené un mélange des sables de grès anciens, très fins et usés, avec un matériel nouveau, plus anguleux et enrichi en feldspaths. Une analyse thermique différentielle sur la fraction argileuse (Serv. carte Géol., Alger), montre, comme dans les « vieux grès » un mélange complexe : kaolinite, illite et sans doute montmorillonite.

2) **Au Sud et Sud-Est, apparaît un ancien relief granitique.**

a) *En D, la formation alluviale, épaisse de 6 à 7 mètres passe directement sous les hauts plateaux de basalte.* Une très belle falaise nous donne la coupe suivante :

— A la base, apparaît sur 50 cm, *une argile grise compacte en grosse lentille lacustre.* Vérification faite à l'altimètre, elle se situe exactement à la même altitude (2 045 m ?) que dans la coupe A_4. Elle semble bien appartenir à la série ancienne;

— Or, il est intéressant de voir au-dessus un passage rapide et continu (alternance à la base de lits d'argiles et de sables de 2-3 cm) à un très beau *grès tendre jaune* très clair sur environ 2,5 mètres. Lorsque l'on rafraîchit la coupe, on a la surprise de voir apparaître de splendides stratifications légèrement entrecroisées et magnifiquement soulignées par des lits de limonite et des lits non colorés. D'autres stratifications sont obliques (15-20°) ; les galets de quartz sont très rares. Il semble que ces sables représentent un ancien cône alluvial d'un cours d'eau ne transportant que des sables, sur le bord de l'ancien lac en voie de comblement (lentilles d'argiles). A la binoculaire, on remarque des grains de quartz à angles émoussés, qui paraissent avoir été luisants, mais concrétionnés légèrement par la suite. Mais apparaissent également quelques grains blancs tendres qui semblent être des feldspaths altérés ;

— Au-dessus on trouve à nouveau une *lentille d'argile brune*, très compacte à cassure conchoïdale et luisante. Elle présente des fines stratifications lacustres et paraît encore appartenir à la série « ancienne ». Cela est confirmé à la fois par l'analyse chimique globale car elle a une composition encore très proche des argiles anciennes certaines et par l'analyse des minéraux argileux au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) : 40 % de montmorillonite, 40 % d'illite et 20 % de kaolinite, résultat assez comparable à celui trouvé pour l'argile grise de cette même coupe, sous le grès tendre : 50 % de montmorillonite, 30 % d'illite ouverte et 20 % de kaolinite. Ces deux résultats correspondent bien à ce passage d'une argile kaolinique à une argile du type montmorillonite ;

— Plus haut, on passe assez insensiblement à la *série « discordante »* : 0,5 de sables jaunis, puis 2 mètres de sables gris à stratifications entrecroisées, colorées de lits noirâtres. Ces sables contiennent de nombreuses dragées de quartz, assez peu émoussées et dispersées dans la masse. Certains galets non quartzeux ont été très altérés postérieurement. Les galets se concentrent vers le haut sur 15 cm, à la base d'une dalle grésifiée jaune pâle, épaisse de 30-40 cm qui marque l'arrêt de la sédimentation. Les basaltes la recouvrent directement. Sur la rive gauche de l'Oued D cependant, sur cette dalle pélitique, on trouve encore deux mètres environ d'une argile grise en lentilles, avec des fentes de dessication remplies de cloisons calcaires irrégulières, mais cet apport de calcite peut être venu, postérieurement, des basaltes altérés (?). Cette argile est très sableuse, avec des taches rouilles : elle ne ressemble plus du tout aux argiles « anciennes » dont elle est un remaniement certain.

En comparant les granulométries des sables « anciens » compris entre les lentilles d'argile et les sables « discordants » à galets abondants, on remarque, comme en A_2 que le remaniement amène une augmentation de calibre (la médiane passe de 0,33 à 0,64) et une altération du classement (Q d phi passe de 0,55 à 0,67 et Hé de 0,4 à 0,55). Le maximum de 20 % à 0,31 mm passe à 0,63 mm avec seulement 17 %. En morphoscopie, le sable « discordant » contient de gros grains assez bien arrondis mais hérissés de petites facettes anguleuses qui sont caractéristiques du remaniement d'un grès siliceux plus fin (M. Ters). Les autres grains sont anguleux à sub-émoussés, picotés, avec de très rares arêtes légèrement luisantes. Cependant, ces deux sables — « ancien » et « discordant » — gardent un air de famille : les lames minces sont très semblables, avec la même abondance de quartz anguleux, la présence de fragments de feldspaths (albite non altérée) en trés faible quantité (1-2 %) et de quelques grains d'oxydes de fer.

Cette analyse à la fois sur le terrain et en laboratoire, indique :

— Que les « vieux » sédiments ne devaient pas être beaucoup plus épais, puisque nous percevons ici, semble-t-il la phase de déclin de l'ancien lac et la modification de la sédimentation ;

— Que la série de remaniement garde parfois un faciès très proche de la série « ancienne » qui fait penser à une très lente dégradation de la butte témoin.

b) *En E et en G, la sédimentation paraît s'arrêter au pied d'un relief granitique.* En E, en effet, le socle apparaît à 20 mètres plus haut que l'O. Tirehitine. Il est recouvert d'une arène très fortement cimentée avec des lits de galets de quartz et, plus haut encore par 4-5 mètres d'argile moyennement compacte, de couleur brun orangé puis grise qui sont directement surmontées par des cendres puis le même basalte qu'en D. Cette coupe suggère donc qu'au Sud existait encore un relief d'une vingtaine de mètres qui fut progressivement « ennoyé » dans la sédimentation, sans pourtant fournir à celle-ci d'éléments arèniques :

— Cela implique soit une profondeur du lac suffisante pour ennoyer cette île (?), soit un couvert végétal particulièrement dense ;

— D'autre part, on remarque que la parfaite subhorizontalité de la surface prébasaltique dans ce secteur est due à un ennoyage sédimentaire des derniers reliefs subsistant encore.

En G, un socle de migmatites altérées monte à environ 15 mètres au-dessus du thalweg, surmonté de 4 à 5 mètres de sables jaune doré dans lesquels s'intercale un petit banc de galets roulés. C'est un sable de remaniement, comprenant très nettement deux parties, comme le montre d'ailleurs le palier très net entre 0,25 et 0,315 mm sur la courbe cumulative. Ce palier sépare d'ailleurs le sédiment en deux parties d'environ 50 % (médiane : 0,24) :

a) La première fraction (inférieure à 0,25), est extrêmement bien triée avec plus de 30 % du poids total du sédiment compris en 0,2 et 0,25 avec un classement très poussé : Hé = 0,25. Or, A. Cailleux et J. Tricart (1959, p. 180) écrivent que pour un indice d'hétérométrie de 0,23, « on a bien plus de chances qu'il s'agisse d'un dépôt de plage ou de dune que d'un dépôt de rivière » : Hé en moyenne a une valeur de 0,39 pour une plage de lac, de 0,32 pour les dunes et les plages marines. L'origine désertique est à exclure :

— Pour l'agent de mise en place dans ce sédiment car celui-ci renferme une fraction fine inférieure à 0,04 mm de 13 % qui exclut un vannage éolien ;

— Même avant le remaniement. En effet, ce calibre correspond exactement à celui des maxima éoliens situés entre 0,2 et 0,22 et le vent a eu un rôle dans le tri antérieur, indubitablement. Seulement la morphoscopie à divers calibres révèle des formes non usées et 10 à 15 % d'angles émoussés luisants. Ces faits révèlent que le vent, agent de tri antérieur, n'a eu ni le temps ni la possibilité sans doute de modeler les grains, à cause de la proximité d'un rivage, à niveau sans doute variable.

b) La deuxième fraction, bien que moins triée, comporte une pointe secondaire à 0,4 mm. L'analyse morphoscopique indique un matériel essentiellement fluviatile à faible transport ou même un « début de transport » (78 à 89 % de non-usés) :

	NU	EL	RL	RM
0,8 mm	84	13	0	3
0,63 mm	89	7	2	2
0,5 mm	78	16	5	1

proportions qui rappellent exactement celles qui ont été trouvées dans ces mêmes tamis pour les sables de remaniement en A_2. On y observe quelques feldspaths non altérés (1 % au tamis 0,8 ; 5 % au tamis 0,4). Mais l'ensemble est un mélange de quartz très brillants, « propres » (les 4/5) et de grains subémoussés, picotés, couleur brun-rouge. Le matériel paraît non usé avec de belles cassures, excepté quelques grains picotés qui paraissent plus usés : il s'agit bien d'un mélange de deux sables d'origine différente. La présence de grains totalement silicifiés provenant certainement d'un grès plus ancien fait penser au remaniement d'un grès antérieur (M. Ters).

Même remanié, ce sable garde admirablement le classement du grès d'origine : 50 % du sédiment se situe entre 0,2 et 0,4 mm alors qu'aux extrêmes on ne trouve que 10 % au-dessous de 0,13 mm et 18 % au-dessus de 0,5 mm avec un très mauvais triage que révèle la courbe de probabilité. En F, sur le socle, l'on trouve aussi un dépôt de remaniement : un banc de galets de quartz surmonté de 2-2,5 m de sables gris et ocres, tachetés de limonite qui passent directement vers le haut, aux basaltes. Sur les bords de ce très léger relief (colline ?), la formation ancienne disparaît et c'est cette constatation faite en 1958, qui m'a longtemps laissé ignorer la sédimentation de l'autre côté des basaltes dans la branche Est de l'O. Tiréhitine...

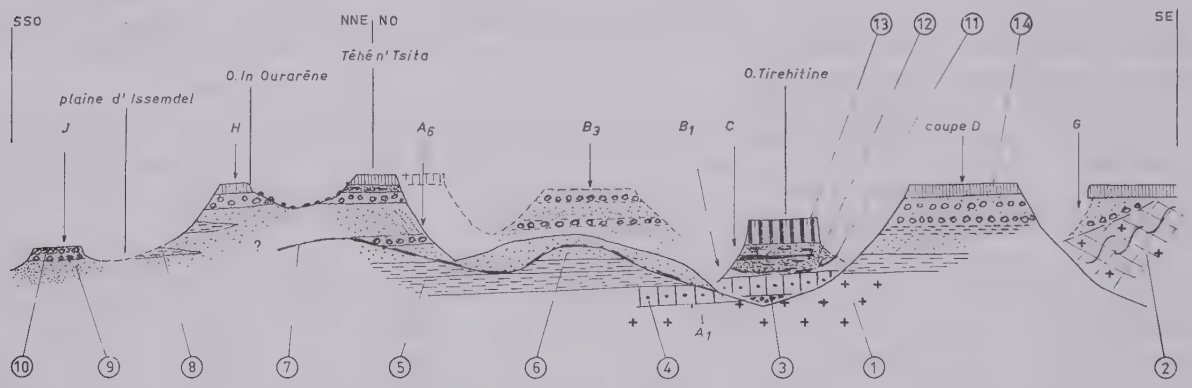


Fig. 28. — Coupe Nord Sud au Téhé n'Tsita : essai d'interprétation. Les lettres A_6, B_3, B_1, C, etc., renvoient aux coupes portées sur le croquis de localisation (fig. 26). Les distances entre les coupes n'ont pas pu être respectées : 1 - granite ; 2 - migmatite altérée ; 3 - brèche quartzeuse ; 4 - grès consolidé en bancs horizontaux, à niveaux ferrugineux ; 5 - bancs d'argile compacte grise ou brune ; 6 - grès blancs à sables émoussés ; 7 - surface de ravinement de la série sédimentaire primitive ; 8 - lentilles d'argile de remaniement ; 9 - sables jaunes à stratifications entrecroisées ; 10 - banc de galets roulés de quartz ; 11 - surface ondulée antérieure à la première coulée volcanique ; 12 - sol à encroûtement ferrugineux ; 13 - première coulée basaltique ; 14 - basaltes des empilements de trapps.

3) **Au Nord et au NE : la fin de cette série de remaniement et le tout premier volcanisme :**

Au Nord tout à l'amont de la vallée en A_4 - A_5 - A_6, le changement dans la sédimentation est très nettement visible :

a) *Des sables jaunes ravinent les lentilles d'argile grise (Ouest) ou brune (Est).* Cette série « discordante » (Pl. VI, fig. 1) est formée d'éléments détritiques d'un tout autre calibre que les vieux grès interstratifiés avec les argiles. Ces sables de couleur grise ou jaune très pâle, ont environ 4-5 mètres d'épaisseur et renferment, épars, de tout petits galets et graviers surtout de quartz, mais aussi quelques granites fins roses, des galets aplatis de gneiss à muscovite et de petits gravillons (1 cm) gris clair, très altérés que je n'avais pas vu en 1958 car ils sont rares et peu caractéristiques. Il s'agit déjà de basalte, très altéré : le volcanisme avait donc déjà commencé, ailleurs, quand s'est déposée cette série discordante. D'ailleurs, en regardant de plus près les sables discordants en A_2, on y découvre un petit lit de 20 cm d'épaisseur, formé de graviers et petits galets sur lesquels on dénombre : 48 % de quartz émoussés, 42 % de quartz anguleux et 10 % de gneiss pourri. Puis 80 cm plus haut : 62 % de quartz anguleux, 4 % de quartz émoussés, 2 % de socle altéré, 20 % de basalte plus ou moins altéré

et 12 % de roche volcanique indéterminée (?) : l'accroissement des éléments anguleux est extrêmement net parmi les quartz et il s'accompagne d'un cortège plus différencié, lié aux premiers signes du volcanisme. D'ailleurs dans les coupes A_4 - A_5 - et A_6, de nombreux feldspaths apparaissent dans ces sables : volcanisme et reprise d'érosion paraissent aller de pair dans cette série discordante.

b) *Les galets qui sont épars dans la masse, se concentrent en deux bancs*, liés à des périodes de remaniement prolongé où les sables ont été entraînés. Seulement dans ces remaniements, les galets de socle et surtout de basalte altéré ont disparu, d'où ces énormes pourcentages de galets de quartz que j'avais trouvés en 1958 (P. Rognon, 1959, p. 67).

1) A la base, plutôt qu'un banc de galets, il s'agit de lits ou de lentilles, épaisses de 10 à 40 cm, même 50 cm en A_5. La proportion atteint 96 % pour les quartz et quartzites (dont 2 altérés), 3 % de gneiss et 1 % de granite altéré. Sur 100 galets de quartz :
— La longueur moyenne est de 3,02 cm.
— L'indice de dissymétrie (Ac) = 730 est assez normal puisque l'indice d'une bille parfaite est de 500.
— L'indice d'émoussé ($2r^1/L$) = 306 (pour une bille parfaite = 1 000) avec encore 11 % supérieur à 500.

2) Au contraire, le banc de galets supérieur est très continu et épais (1 mètre et plus) avec une variété pétrographique plus grande. Sur 100 galets, j'avais compté 92 % de quartz et quartzites dont 5 % altérés à l'intérieur, 4 % de granite (dont la moitié très altérée avec des biotites entièrement chloritisées). Il se peut que la proportion des quartz soit un peu moins forte car, lors du prélèvement, de nombreux galets altérés se réduisent en poudre. Ces proportions n'ont donc qu'un intérêt relatif, elles indiquent un remaniement et une concentration pendant le dépôt lui-même. Sur 100 quartz :
— La longueur moyenne = 3,9 cm.
— L'indice de dissymétrie = 684.
— L'indice d'émoussé = 296 (13 % supérieur à 500).

Ces deux histogrammes de galets sont très proches avec 11-13 % de galets très usés (au-dessus de 500) et seulement 3-4 % de très peu usés (moins de 100). Mais surtout, ils présentent deux maxima :
— Entre 150 et 250 (28 et 36 %) : usure en principe par des rivières permanentes où l'usure continue l'emporte sur la fragmentation.;
— Entre 300 et 400 (24 à 26 %), indice qui d'après les histogrammes de comparaison approcherait des usures fluviatiles les plus poussées, déjà à la limite des usures marines ou lacustres : nous retrouvons la même conclusion que pour les indices d'hétérométrie des sables !

Cette hypothèse d'un remaniement fluviolacustre est confirmée par les observations sur le terrain, car entre les deux concentrations de galets, les sables gris présentent de très belles stratifications obliques, inclinées de 30° environ (Pl. VI, fig. 1) qui sont certainement le témoignage d'un delta sous lacustre.

Le banc de galets supérieur est certainement l'élément le plus caractéristique de ces « séries discordantes », on le retrouve presque partout vers le haut de la séquence et il ne peut s'interpréter que par le remaniement d'une couche très épaisse de sables contenant des galets épars. Les éléments résistants se seraient tassés sur place sous l'action d'un lent triage (par le ruissellement ?) jusqu'à la réalisation de ce « pavage » si régulier. Or, au-dessus du banc de galets en A_4, on trouve encore 2 mètres d'argiles sableuses grises à taches ferrugineuses et concrétions de fer ; cela nous amène donc à repousser ce triage à une période contemporaine du dépôt. Ce rôle du ruissellement vers la fin de la sédimentation impliquerait un climat plus sec (sahélien ?) où les dépôts antérieurs, encore fluviatiles (d'après l'émoussé des galets et les stratifications), ont pu être remaniés.

c) *La sédimentation s'achève par une accumulation argilo-sableuse rouge brun épaisse d'environ 1 mètre, qui est surmontée par un encroûtement ferrugineux à structure lamellaire.* Cet encroûtement protège cette argile rouge contre le ravinement là où il n'est recouvert que par un reg épais de gros blocs de basalte (A_4), mais cette altération rouge est bien antérieure au volcanisme : elle existe aussi sous les coulées basaltiques en A_5 par exemple. Il est intéressant de noter que cette coloration rouge n'apparaît qu'à la partie tout à fait supérieure du gisement [1]. Dans la masse du dépôt, la coloration ne dépasse jamais le jaune brun (limonite). Désormais, le fer précipite sous forme de sesqui-oxydes moins hydratés, dans un milieu aqueux sans doute à variations temporaires. En effet, cette argile rouge n'est pas un sol, mais un apport fluvial (« latérite sédimentaire »), comme en témoigne l'aspect finement feuilleté de la cuirasse épaisse de 10-20 cm, qui rappelle les encroûtement en milieu très calme qui se forment lentement dans les alluvions de la Gambie par exemple en zone soudanienne (renseignement que m'a très aimablement communiqué R. Maignien, en analysant l'échantillon

1. A. Laplante et G. Bachelier (1954) ont observé au Cameroun des cuirasses ferrugineuses exactement au contact entre des basaltes anciens, altérés en sol ferrugineux et le socle. L'analogie avec l'Atakor est frappante car ici aussi les vieux basaltes ont subi cette altération. Or au Cameroun, la cuirasse ferrugineuse est interprétée comme un horizon d'accumulation postérieure de fer provenant de l'altération des basaltes (le granite leucocrate sous-jacent étant pauvre en fer) au sein d'une arène poreusee. L'intensité du phénomène dépend de puissance de la formation basaltique sur l'arène. Nous ne pensons pas que ces conclusions puissent être appliquées ici, mais pour répondre à cette objection nous avons dû rassembler le maximum de preuves dans chaque cas rencontré.

rapporté). Cette induration de sols en cuirasses ferrugineuses est fréquente quand ces sols sont soumis aux oscillations d'une nappe phréatique dans les vallées de la zone subtropicale à saison sèche, mécanisme que S. Daveau (1960, p. 51) a observé en cours de formation dans la région de Banfora (plateaux de la Haute Volta).

La composition minéralogique de l'argile rouge qui accompagne cette cuirasse marque un retour vers une altération kaolinique (Lab. Géol., Strasbourg) avec 50 % de kaolinite, 20 % d'illite ouverte et 30 % de montmorillonite.

L'analyse chimique (ORSTOM, Bondy) (fig. 18) montre que l'argile elle-même est riche en fer (17,7 %) autant qu'en alumine (17,6 %) et le rapport SiO_2/R_2O_3 est faible (1,65), montrant ce rôle d'horizon d'accumulation. L'importance de la silice combinée en silicates (28,25 %) indique que ce niveau est aussi très riche en argile, mais le rapport SiO_2/Al_2O_3 (2,73) et la perte au feu assez élevée (8,45 %) montrent bien que la kaolinite est mêlée à d'autres éléments argileux. La silice résiduelle s'élève à 19,65 %, proportion relativement faible des éléments détritiques. Les cations sont en quantités négligeables, sauf un peu de CaO (1,16 %). Enfin, le titane est en quantité élevée (5,1 %) pour une région de socle : nouvel indice sans doute de la présence de roches basaltiques dans le voisinage.

Enfin l'analyse granulométrique (ORSTOM, Bondy) indique 46,5 % d'argile au sens granulométrique (moins de 0,002 mm), 15 % de limons fins, 8 % de limons grossiers soit près de 70 % d'éléments inférieurs aux sables, ce qui indique encore une altération assez poussée, confirmée d'ailleurs par cette mobilisation de fer.

Après l'épisode de ruissellement amenant partout une concentration des galets, le climat serait redevenu humide, avec un équilibre du manteau végétal qui retient les éléments détritiques sur les pentes.

Au NE de la vallée (fig. 26), cette formation détritique a été, à son tour, entaillée et les ébauches de vallées envahies par des coulées basaltiques :

— *Au-delà du filon de quartz, en B_2, on retrouve encore les « vieux » sédiments* (argiles compactes, grès pélitiques très durs) recouverts en discordance par des sables blancs assez meubles à dragées de quartz, passant latéralement à de petites lentilles d'argile sableuse grisâtre ou brunâtre (remaniement direct des sédiments précédents). Mais en B_3, les grès « anciens » sont coupés de façon extrêmement nette par un dyke basaltique avec rubéfaction des grès. Enfin, en B_4, on aperçoit dans le thalweg une très ancienne coulée basaltique, grise et très altérée. Elle semble avoir envahi une entaille dans la série sédimentaire. Elle repose directement sur les grès anciens et a été aussitôt recouverte par des sables jaunes à dragées de quartz, avec deux bancs de galets, l'un mince et discontinu vers le bas, l'autre plus épais vers le haut. Ces sables semblent indiquer une forme de léger cône alluvial ayant remblayé la vallée sur la coulée volcanique.

— *Or, en C, une autre coulée basaltique venue de l'E-SE repose sur des sables gris de remaniement, après entaille des alluvions par un embryon de vallée.* Ce très vieux basalte est extrêmement altéré, gris clair et parcouru de filonnets de fer et de calcite. Sous le choc du marteau, il se pulvérise en petits graviers anguleux. Au pied de la coulée (Pl. VI, fig. 3), en déblayant les éboulis et les cendres, on peut dégager un niveau dur, ferrugineux, à structure lamellaire, épais de 2-5 cm. Il est pratiquement horizontal et a l'allure d'une cuirasse de nappe comme l'horizon ferrugineux vu en A_4. On est frappé par son épaisseur uniforme et sa continuité. Il repose sur une argile sableuse, rouge sous la cuirasse, puis jaune vers la base, qui paraît une zone d'altération d'un mètre environ aux dépens des sables gris auxquels on passe au-dessous (fig. 29).

Cette mince cuirasse antérieure à la coulée est plus noirâtre, elle se débite en lamelles extrêmement fines (0,5 à 1 mm) et enrobe localement des grumeaux d'argile rouge. La cassure examinée à la binoculaire se présente un peu comme du mâchefer, mais à aspect brillant ; ce ciment englobe quelques quartz anguleux et parfois rubéfiés, quelques muscovites, mais aucun feldspath ; parfois ce ciment ferrugineux très abondant forme des boursouflures ou des protubérances, avec un aspect assez désordonné dans le détail. De même, les colorations sont souvent irrégulières, brun limonitique à noir. L'analyse chimique (M. Patoureaud) confirme cette accumulation du fer (64,1 % Fe_2O_3 et 0,05 de FeO), avec diminution relative de la silice (13,95 %) et de l'alumine (7,1 %), les autres éléments sont négligeables : 0,11 de MnO, 0,3 de MgO, 0,5 de CaO, 0,9 de TiO_2 et 0,6 % de P_2O_5. La perte d'eau à 100° est de 1,8 % et la perte au feu de 12,8 %. Il s'agit donc bien d'une cuirasse ferrugineuse englobant un peu d'argile.

L'argile rouge sous-jacente est, semble-t-il, très hétérogène, ce qui confirmerait son caractère alluvial : une analyse thermique différentielle (Inst. cathol., Paris) montre surtout la présence d'illite, tandis que les rayons X (I.G., Paris) montrent les raies de la kaolinite, de la montmorillonite et de très fines raies pour l'illite. Sur une autre analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) la montmorillonite l'emporte (80 %) avec des traces d'illite et 20 % de kaolinite. Cette montmorillonite doit être une néoformation dans un vallon assez évasé et à pente relativement faible d'après l'allure de la coulée qui a rempli la vallée.

R. Maignien qui a aimablement accepté de regarder mes échantillons pense que cet encroûtement montre une évolution nettement plus rapide que la précédente, avec remobilisation de fer et

de manganèse, par suite d'un phénomène d'altération plus intense. Or, celle-ci était en relation avec un climat chaud plus humide ? ou bien due à un meilleur drainage ? Cette seconde hypothèse paraît la plus probable :

— Un brusque changement hydrologique est en effet intervenu : l'autre cuirasse surmontait les sédiments fluvio-lacustres sans doute dans une topographie indécise, tandis que désormais se creuse une vallée nette avec la même profondeur et la même orientation que l'O. Tiréhitine actuel (on retrouve un minuscule lambeau de la très vieille coulée en A_2 reposant sur les sables « discordants »). Après l'épisode fluvio-lacustre, apparaît donc un réseau hydrographique très différent de celui qui apportait une active sédimentation venant de l'Est. Cette époque des sédiments discordants est donc marquée par une brutale reprise d'érosion, des manifestations volcaniques et un changement complet des directions hydrographiques. C'est une phase capitale de l'évolution morphologique. L'apparition d'encroûtements ferrugineux à cette période n'est pas fortuite. On peut en effet citer bien des exemples, en Afrique tropicale, de brusques migrations du fer qui, normalement à l'état peu concentré à la surface de vieilles topographies, se met à migrer brutalement dès que le drainage oblique devient possible et s'accumule, avec cet aspect lamellaire si caractéristique, sur les replats ou dans les mares temporaires (R. Maignien, 1958).

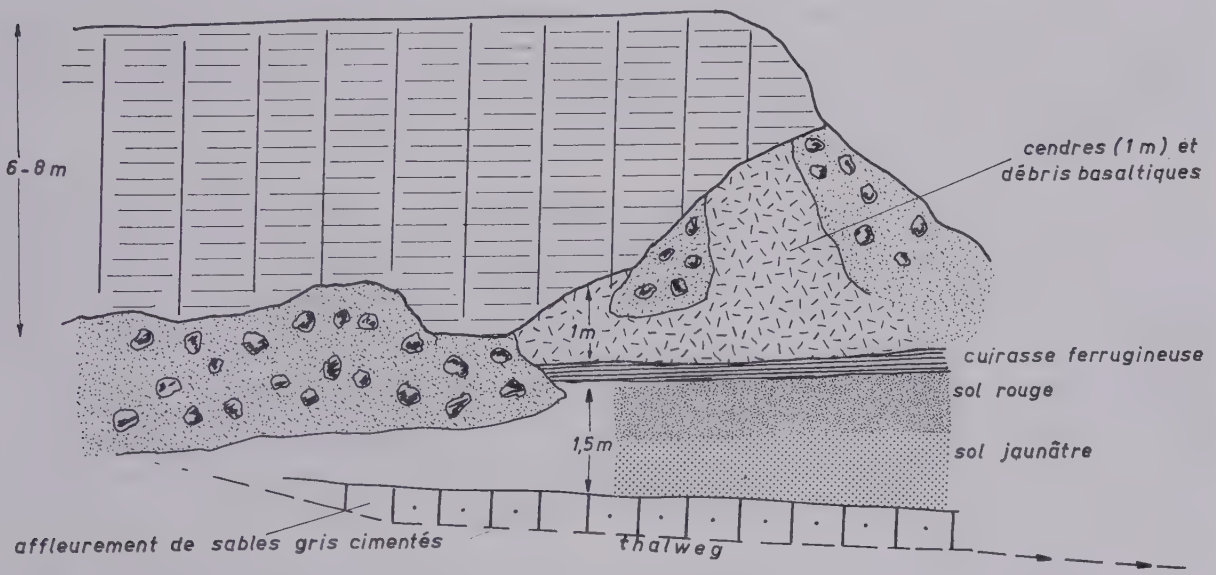


Fig. 29. — Sol rouge à la base de la plus ancienne coulée volcanique au Téhé n'Tsita. Cette coulée a envahi le petit ravin en C sur le croquis de localisation. Elle repose sur un sol rouge avec formation d'une cuirasse ferrugineuse, développée dans le fond d'un vallon entaillé dans les vieux grès (sables gris fortement cimentés).

— Au contraire, le climat tropical sec, sahélien ou légèrement soudanien, n'a guère dû varier. En effet, la vieille coulée est altérée en argile : 90 % de montmorillonite, 10 % de minéraux micacés et traces seulement de kaolinite (Lab. Géol., Strasbourg) et R. Maignien pense que cette argilisation très prononcée mais sans coloration, avec une structure polyédrique, peut être comparée à celle des basaltes de Dakar sous un climat un peu plus sec que l'actuel climat de la capitale sénégalaise, mais dans un milieu très certainement hydromorphe, sous l'eau d'une nappe. Il était d'ailleurs intéressant de comparer l'argilisation de la coulée avec celle des galets de basalte trouvés dans la « série discordante » qui ont dû aussi être altérés à cette époque au niveau de la nappe phréatique : elle est pratiquement identique, avec 100 % de montmorillonite et traces d'illites et de kaolinite.

Ces premières entailles de vallées encore très indécises furent rebouchées par l'épanchement ici de ces deux coulées (en B_4, puis en C) et par des apports détritiques de sables et galets sur les coulées (en B_4) et c'est sur une surface à nouveau régularisée que se sont alors épanchées les coulées des vieux trapps. Mais déjà des tendances nouvelles étaient apparues qui vont s'affirmer par la suite : cette région cesse d'être une zone d'accumulation à la surface de la vieille « pénéplaine ».

LES COUPES DE L'O. IN OURARÈNE (A L'OUEST DU TÉHÉ N'TSITA) PERMETTENT DE PRÉCISER LES OBSERVATIONS PRÉCÉDENTES.

1) **Le gisement se poursuit sur environ deux kilomètres vers le SO** où il passe sous les plateaux basaltiques méridionaux avec toujours le même faciès de remaniement. En remontant l'O. In Ourarène, on est frappé par la couleur dorée de toutes les basses pentes à l'approche du Téhé n'Tsita et l'affluent vers le Sud porte d'ailleurs le nom d'Issemdel, qui signifie en tamahaq « vallée dorée ». Il s'agit d'un reg parfait sur lequel la circulation automobile est très facile. Il est formé d'un pavage très régulier de galets de quartz très arrondis, parfois presque des billes. La surface de ces galets est parfaitement polie, ne présentant ni aspérités, ni caries et teintée en jaune doré par une légère patine ferrugineuse. L'intérieur est un quartz ou un quartzite très blanc, absolument pas altéré. Tous ces galets, répandus par millions, ont entre 1 et 3 cm de diamètre et pendant des centaines de mètres on ne rencontre aucun galet anguleux et aucun élément non quartzeux. Ce reg est donc extrêmement original pour le Hoggar, d'une parfaite régularité et dépourvu de végétation. Il provient du remaniement récent, post-basaltique (les blocs de basalte, plus gros, restent au pied des versants) du banc de galets de la série discordante, dont l'extension est donc considérable. On peut s'en rendre compte, dans deux coupes, où ces galets sont en place à près de 1,2 km l'une de l'autre :

1) *En H, à 100 mètres à l'Ouest du Téhé n'Tsita*, une butte, protégée par un minuscule « chapeau » de basalte, est entaillée par un ravin de 8-10 mètres. Sous 20 cm de cendres, on observe :

a) Un banc de 0,8 à 1 mètre d'épaisseur de galets identiques à ceux du reg et à ceux des coupes A_4 et B_4. Dans le banc de galets, on dénombre 84 % de quartz inaltéré, 8 % de schistes cristallins et 8 % de granite plus ou moins altéré. Les mesures sur 100 galets de quartz donnent :

— Longueur moyenne : 3,05 cm.
— Indice de dissymétrie = 740.
— Indice d'émoussé = 329.

b) A la base, on passe à des sables à ciment gris, parfois pigmentés de taches rouille de limonite. Celle-ci forme parfois un encroûtement très net, brun foncé, à une hauteur variable. Des galets assez rares sont dispersés de façon désordonnée dans la masse des sables : les galets de granite et de schistes cristallins y sont plus nombreux que dans le banc supérieur. Ces sables gris présentent une courbe granulométrique extrêmement proche de celle des sables gris de remaniement également analysés en D (fig. 33). Les quartz forment environ 86 % du total avec 8 % de feldspaths altérés (plus de mâcles en lames minces) et 7,8 % de micas (muscovite, biotite, chlorite). Les feldspaths sont présents jusque dans la fraction « gravillon » ce que nous n'avions pas encore observé. Ces grains de sables sont tous anguleux (100 % aux tamis 0,25, 0,63 et 1,6 mm), certains sont « sales », agglomérés par des oxydes de fer. La fraction fine est peu abondante ; elle comprend une fine poussière de quartz (encoche caractéristique de la courbe d'analyse thermique différentielle sur produit brut) et une petite quantité d'argile. Celle-ci, traitée et étudiée au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg), se compose de 50 % de montmorillonite, 30 % d'illite ouverte et 20 % de kaolinite. Tous ces minéraux argileux sont certainement détritiques, remaniés à partir des lentilles d'argiles grises qui ont presque cette composition.

c) Vers le bas, ces sables, épais de 6-7 mètres, passent à des lentilles d'argiles sableuses, brunâtres ou grisâtres qui paraissent appartenir au remaniement.

2) *En J, une autre butte isolée par l'érosion au SE de l'Issemdel confirme cette première coupe.* Ici, le banc de galets roulés atteint 2 à 2,5 mètres d'épaisseur et son remaniement récent a dû alimenter le vaste reg qui couvre toute la surface de la « vallée dorée ». Au-dessous, on trouve aussi des sables gris ou rouille (limonite) [1]. La base de la formation sableuse n'est pas visible. Une mesure sur 100 galets, malgré toutes les précautions prises pour éviter un tri inconscient, a donné 100 % de quartz et quartzites dont 4 % altérés.

La longueur moyenne est de 3,5 cm, légèrement supérieure aux précédentes : 19 % des galets dépassent 4 cm et 34 % sont inférieurs à 3 cm, ce qui laisse tout de même 47 % du lot entre 3 et 4 cm.
L'indice de dissymétrie : 714.
L'indice d'émoussé : 342.
On est frappé par l'homogénéité à la fois des dimensions et aussi de la forme de ces galets entre ces quatre mesures faites, mais aussi à l'intérieur d'un même banc. Pour la butte H, on ne trouve que 13 % d'émoussés supérieurs à 500 et 4 % inférieurs à 100 et au contraire 30 % entre 200 et 300 et 25 % entre 300 et 400. Pour la butte J, aucun galet n'a un indice inférieur à 100, 74 % ont un indice supérieur à 300 et encore 27 % supérieur à 500, ce qui est un émoussé déjà très poussé. D'ailleurs, les quatre histogrammes montrent, à côté d'un maximum principal variant autour de 250-300, un autre maximum de galets plus usés moins nombreux à 450-500 (fig. 30).

1. Une analyse thermique différentielle de la fraction fine de ces sables montre de l'illite et un peu de kaolinite, mais surtout la présence de gels ferrugineux et de carbonates. Les sables, à la binoculaire, sont « non usés picotés » (100 %) constitués de quartz (92-96 %), de mica blanc et de quelques feldspaths.

2) **Signification morphologique de ces bancs de galets.**

a) *Leur présence même indique que les conditions ont bien changé depuis les dépôts de sables fins des grès pélitiques.* En effet, la véritable pulvérisation des quartz caractérise le climat chaud et très humide, équatorial où l'intense ferruginisation des galets de quartz gagne tout le cœur des galets et favorise la fragmentation (G. Rougerie, 1951 et P. Birot, 1960, p. 153). « Deux ou trois kilomètres en aval du banc rocheux dont ils proviennent, les galets ont déjà à peu près complètement disparu, même les quartz et quartzites dont les plans de clivage se ferruginisent et dont la surface se désagrège à la manière de celle d'un morceau de sucre dans un café bien chaud.» (J. Tricart, 1958.) Au Gabon, les galets sont uniquement siliceux et apparaissent en tête des vallées uniquement puis disparaissent vers l'aval où ils sont fortement corrodés par la désilicification. Les courbes de fréquence de l'indice d'émoussé de ces galets de quartz sont d'ailleurs très aplaties indiquant cette usure et cette fragmentation accélérées, dues à l'intense action chimique (J. Tricart, 1950) ce qui n'est pas le cas sur les histogrammes du Téhé n'Tsita. Par contre, en climat plus sec et plus torrentiel, les cours d'eau transportent de grandes masses de sables et les galets, enterrés dans les alluvions, sont partiellement soustraits à l'altération et peuvent ainsi cheminer beaucoup plus loin vers l'aval (cas du Rio Itapicuru dans la province de Bahia) et même des galets de gneiss peuvent alors franchir exceptionnellement les 60 km. C'est exactement ce que nous constatons ici : on peut suggérer que tous ces galets, proviennent de crêtes (résiduelles ou exhumées alors) dans les chaînons quartzitiques nombreux dans l'Ouest du Tourha, l'Ouest de l'Aleksod et de la Tazoulet (à quelques kilomètres) et, encore plus, dans l'Arefsa située à 80 km au Sud. Ils surgissent après une sédimentation très fine, comme s'il y avait eu mise en mouvement de débris sur les versants des chaînons de quartzites. Or, s'il fallait 200 à 300 km de parcours pour que les sables antérieurs dans les grès pélitiques laissent apparaître un petit début d'usure, il suffit peut-être d'une dizaine de kilomètres pour émousser des galets de quartzite.

b) *Le degré d'émoussé de ces galets suggère cependant les réflexions suivantes :*

1) Il implique un assez long transport, sans apports de fragments directement arrachés aux versants. Ces apports latéraux se traduiraient par 15 % au moins d'indices d'émoussé inférieurs à 100 (J. Tricart, F. Joly et R. Raynal, 1955), or il n'y en a que 3 ou 4 % au maximum. Le relief de la région devait donc être encore très atténué.

2) Un tel émoussé exclut les climats semi-arides qu'ils soient méditerranéens ou tropicaux où les usures ne dépassent pas de très faibles indices : 167 à 174 pour le bas-Sénégal après 200 à 500 km et en zone méditerranéenne (Sud-Oranais) les indices d'émoussé sont du même ordre (J. Tricart, F. Joly et R. Raynal, 1955). Or, dans nos bancs de galets, les moyennes sont de 296, 306, 329 et 342, c'est-à-dire comparables aux indices de 300-400 signalés par H. Alimen (1958) pour les grands façonnements de la Saoura durant les Pluviaux quaternaires.

3) Ces indices d'émoussé sont ceux de fleuves à écoulement continu de climat chaud ou tempéré dont la médiane se situe vers 300 pour les indices d'émoussé de galets de quartzites de 5 cm de diamètre (A. Cailleux et J. Tricart, 1959, I, p. 280). Mais pour ces mêmes galets, les indices obtenus sur les plages lacustres ont une médiane d'environ 305 également (360 pour les plages marines). Or, il faut faire une réserve au sujet des quartzites dont l'indice d'émoussé « croît avec le transport plus longtemps et plus loin que celui d'autres roches et, entre fleuves et plages, il tranche mal » (A. Cailleux et J. Tricart, 1959, I, p. 271). C'est donc avec la plus grande réserve que j'ai comparé ces indices du Téhé n'Tsita, avec ceux qu'indiquent J. Tricart et R. Schaeffer (1950) comme caractéristiques de l'action marine. Les histogrammes du Téhé n'Tsita répondent pourtant aux trois caractéristiques mentionnées :

— Histogramme des indices d'émoussé à maximum autour de 300 : c'est le cas au Téhé n'Tsita dans les 3 cas de véritables bancs de galets, la seule exception étant les lentilles de galets inférieurs en A_4.

— 10 % ou plus d'indices supérieurs à 500. Au Téhé n'Tsita, ces proportions sont de 11 - 13 - 13 et 26 % ;

— Enfin, il ne doit pas y avoir plus de 3 à 4 % d'indices inférieurs à 100. Au Téhé n'Tsita, ces proportions sont : 0 - 3 - 4 et 4 %.

Je ne crois pas qu'on puisse, ici, penser à une déformation subconsciente des mesures car j'ai effectué celles-ci en 1958-1959 en compagnie de G. Barrère, instituteur à Idelès, alors que cette comparaison n'est apparue qu'au dépouillement en 1960. Par contre, on peut mettre en doute ce résultat à cause du comportement particulier des quartzites. Pour trancher entre les effets des fleuves et celui des vagues marines, il est préférable de prendre l'indice de dissymétrie qui est particulièrement net pour les calibres entre 30 et 40 mm (A. Cailleux et J. Tricart, p. 270) ce qui est précisément le cas de presque tous nos galets. Or (page 271) la valeur limite de l'indice de dissymétrie inférieur pour l'usure des fleuves se situerait pour les

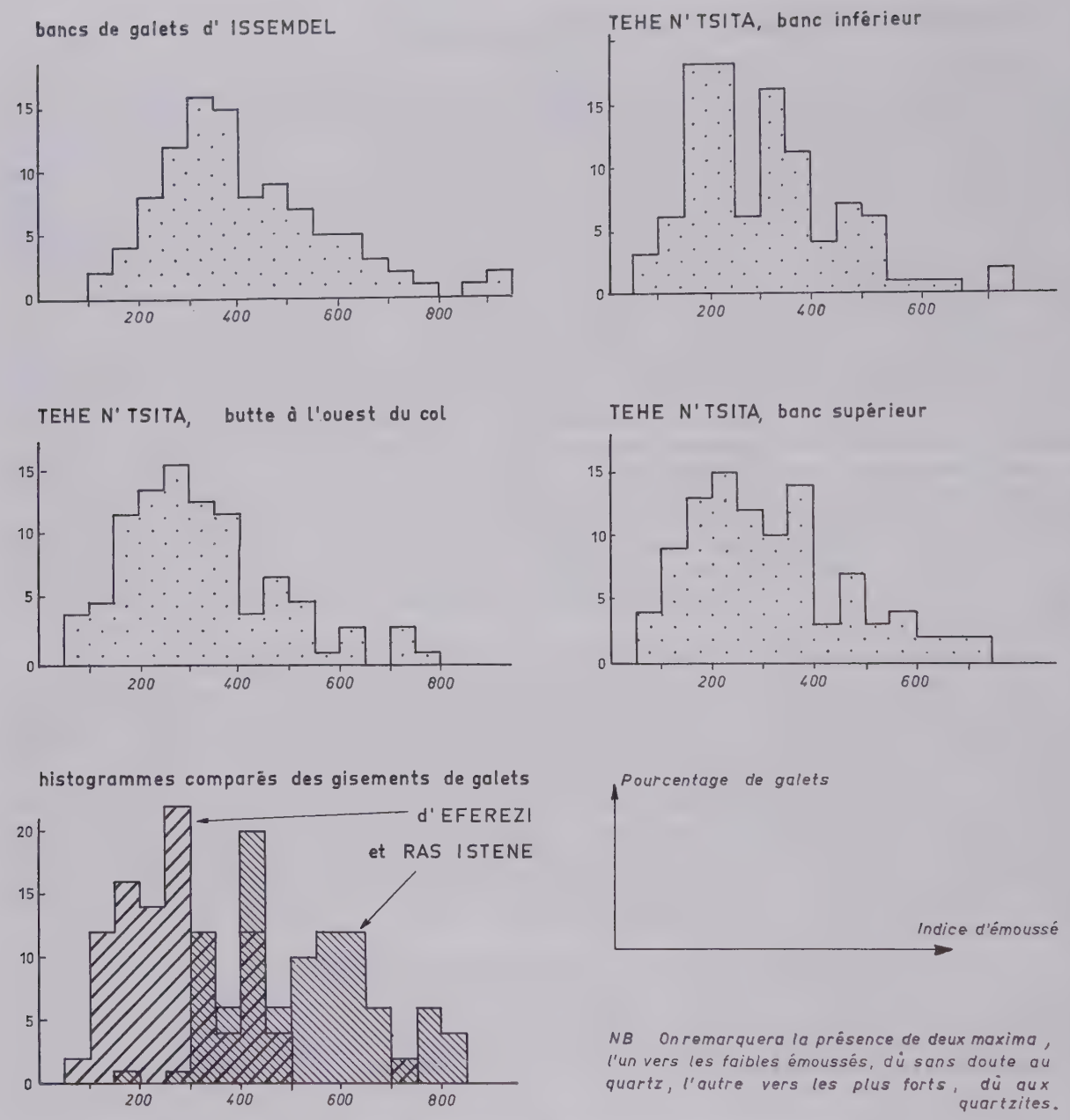


Fig. 30. — Histogramme des indices d'émoussé des galets antévolcaniques.

quartz à 566 ± 24 et pour les quartzites vers 541. Au-dessous, les dissymétries caractérisent les plages marines Or, les quatre moyennes que nous avons relevées (684 - 714 - 730 et 740) restent très en-deça de cette limite.

On peut donc définir ces galets comme très émoussés mais à fort indice de dissymétrie. Cette évolution doit être une caractéristique de la roche qui s'émousse très vite et très bien mais l'indice de dissymétrie montre que cette évolution n'est pas aussi poussée qu'elle le paraît. Cet indice de dissymétrie est en effet considéré comme bien supérieur à l'indice d'aplatissement pour trancher entre les deux formes d'usure car l'aplatissement marin *tend* vers deux extrêmes, l'un très bombé, l'autre très aplati, tandis que la mer agit toujours vers une diminution très poussée de l'indice de dissymétrie. L'origine fluviatile paraît donc la plus probable [1] avec reprise sans doute de l'usure sur

1. En zone soudanaise, J. Dresch (1963, p. 37) signale aux chutes Gauthiot (Cameroun) des bancs actuels de galets exclusivement quartzeux, ne dépassant pas 4 cm de diamètre qui atteignent des émoussés compris entre 350 et 850 (médiane = 605) après un long transport.

les rives d'un grand lac où l'émoussé peut être aussi fort que sur des plages marines (A. Cailleux et J. Tricart, 1959, p. 276).

c) *Le classement et la formation en bancs très continus de ces galets peuvent être interprétés de deux manières différentes :*

1) Une évolution climatique.

On pourrait appliquer ici les descriptions d'accumulation de galets de quartz de J. Tricart dans le bas Gorgol (Mauritanie) et sur le Niger près de Bourem (1958, p. 788), c'est-à-dire sous climat semi-aride. Ces nappes de galets « s'étalent sur des dizaines et des dizaines de kilomètres, contiennent des éléments atteignant 10 cm et sont inclinées seulement de 0,1 à 0,5 %, occupant de vastes glacis se perdant à l'horizon ». « Dans les conditions d'un écoulement en nappe violent, ce matériel a été déplacé sur de grandes distances à partir d'inselbergs isolés et de peu de volume. » Ces nappes de cailloutis sont toujours minces (1 à 5 mètres d'épaisseur) et largement étalées par des divagations » (p. 792). J. Tricart attribue de telles nappes de cailloutis à une transition du climat tropical humide à un climat semi-aride. Dans ce cas, l'apparition des galets de quartzites et quartz du Téhé n'Tsita se situerait au moment où le climat n'était plus chaud et très humide avec pulvérisation des quartz, mais encore assez humide pour donner un émoussé fluviatile suffisant. Leur épandage sur des kilomètres aurait succédé, lors de l'aggravation de la sécheresse. C'est l'hypothèse la plus probable, purement climatique.

2) Évolution propre à un ancien fond lacustre.

Bien des observations ont permis, nous l'avons vu, de penser à un ancien lac pour les argiles et les pélites. Or, les bancs de galets pourraient aussi être un témoignage, final, de cette phase lacustre :

— Par l'extrême régularité de ce banc de galets à une altitude quasi-constante ;

— Par le classement de ces galets dont les médianes rendent compte : 3,02 - 3,05 - 3,5 et 3,9 cm. Or, les plages lacustres présentent effectivement un tri bien meilleur, avec des galets plus émoussés (comme sur les plages marines) que les lits fluviaux, où les galets sont moins triés avec généralement deux ou plusieurs maxima, les plus gros galets dépassant plusieurs fois la dimension moyenne (L.B. Roukhine, 1955). Or ici, plus que les médianes, on peut aussi invoquer les histogrammes de longueur des galets (fig. 34) à l'appui d'une hypothèse lacustre ;

— Par leur disposition même : en effet après les dépôts subhorizontaux d'argiles et de pélites à traces d'anciennes plages, la série discordante commence par des dépôts de sables à stratifications deltaïques qui peuvent faire penser à un recul de cette nappe d'eau. Mais une stabilisation de la ligne de rivage a pu permettre le remaniement de ces sables à galets sur les plages de cet ancien lac selon un niveau extrêmement constant. Les galets ont certainement été bien mieux triés par les vagues d'un grand lac que par des écoulements semi-arides [2]. D'ailleurs, à cette grande homogénéité des galets correspond un triage tout aussi poussé de la fraction sableuse. Les courbes granulométriques des sables provenant de ces bancs A_4, H et J pourtant éloignés de plus d'un kilomètre sont des courbes cumulatives qui se calquent presque les unes sur les autres (fig. 33) avec des médianes de 0,43 - 0,47 et 0,53 et des indices d'hétérométrie de 0,5 à 0,6 qui sont bien faibles pour un dépôt de ruissellement semi-aride (en moyenne : 1,47) et même pour une rivière moyenne (0,71). Pour Q d phi, l'écart augmente encore : de 0,6 - 0,65 ici, il y a loin aux 2,4 des cônes alluviaux semi-arides ou même au 1,0 des fleuves et rivières alors que le delta sous-lacustre a un indice de 0,63 (médiane) et la plage lacustre (0,45). Le tri est aussi étonnant dans les galets (dans les quatre échantillons 17 - 23 - 25 et 25 % des galets se situent entre 30 et 35 mm) et dans les sables où dans les trois cas analysés, le maximum se situe à 0,63 mm avec 17 - 17 et 19 % du sédiment. Les histogrammes des galets et des sables sont assez comparables. La fraction limons et argiles est toujours extrêmement réduite : 1,13 - 1,33 et 2,46 % du poids de la fraction sables, ce qui serait assez anormal pour des dépôts mal triés d'oueds semi-arides.

Il y a donc plusieurs difficultés à accepter l'hypothèse d'un changement climatique simple.

3) **Les limites du gisement vers l'Ouest et le Nord-Ouest.**

Vers l'Ouest, sous le petit plateau basaltique du S.O. de l'Issemdel (K), on voit apparaître 7 à 8 m d'alluvions, surtout des sables gris à coloration limonitique et stratification entrecroisée. Vers le milieu de la coupe, se situe un banc de galets épais d'un mètre environ. Ces galets sont plus hétérogènes (granite, schistes cristallins un peu altérés) et moins arrondis. A la base de la coupe, apparaissent des argiles brunes sableuses en lentilles dans des sables gris ou brunâtres reposant directement sur la roche en place assez nettement altérée. Donc ici, les grès pélitiques et les argiles « anciennes » n'existent plus : la série de remaniement paraît reposer directement sur le socle.

Dans les ravins vers le Nord, on observe 2 à 3 mètres de sable gris surmontés d'un banc de galets roulés très caractéristiques, puis 2-2,5 m de sables jaunes renfermant de petits graviers anguleux de quartz, mais aussi de roches cristallines. Enfin, on trouve 1 mètre d'argile grise sableuse à concrétions calcaires (de 5-10 cm parfois, mais en moyenne 1-2 cm). Nous retrouvons donc sous les basaltes, les trois éléments caractéristiques de la série « discordante » : argile sableuse, sables grossiers et galets. Or, d'un ravin à l'autre, vers le plateau des oliviers on constate un épaississement du banc de galets passant de 1 à près de 2,5-3 mètres avec des lits de limonite. L'O. In Ourarène sépare le banc de galets du versant (fig. 31), mais

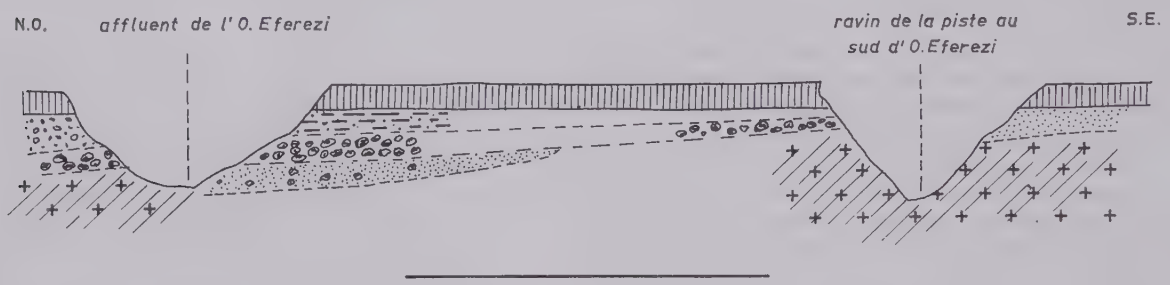
1. La surface des galets, observée à la binoculaire est assez rugueuse et picotée, avec de nombreux « coups d'ongles » ce qui indique un milieu brutalement agité, soit dans un torrent violent (ce qui ne paraît pas être le cas ici), soit dans la zone des vagues marines (M. Ters). Peut-on penser que, sur un rivage de lac agité, les effets ont pu être les mêmes que sur une côte marine ?

on a l'impression d'un épaississement vers la base du plateau. Or, le basalte de ce plateau repose directement sur le granite qui formait donc ici un relief résiduel à pentes douces, de trente mètres de haut environ : le basalte s'est mieux conservé sur la roche en place que sur les alluvions. En I_2, à la base de la coulée, l'on trouve encore 3 à 4 mètres d'arènes jaunâtres avec un banc de galets de 0,1 mètre. Cette arène peu cimentée a l'allure d'un dépôt de pente et au-dessous, le granite affleure en grosses boules qui se dégagent de cette arène. En I_3, la totalité du versant est taillée dans le granite et il n'y a plus de traces d'alluvions à la base de la corniche.

Ainsi vers l'Ouest, le NO et le SE, la formation sédimentaire et son remaniement viennent buter contre des reliefs de 20 à 30 mètres de haut, prouvant que la topographie était légèrement différenciée dans les granites.

2) *L'EXTENSION DE CE GISEMENT D'APRÈS LES DÉPOTS DE REMANIEMENT.*

Gisement alluvial de l'O. EFEREZI



Coupe du haut O. In Ourarène (I_1) TEHE N' TSITA

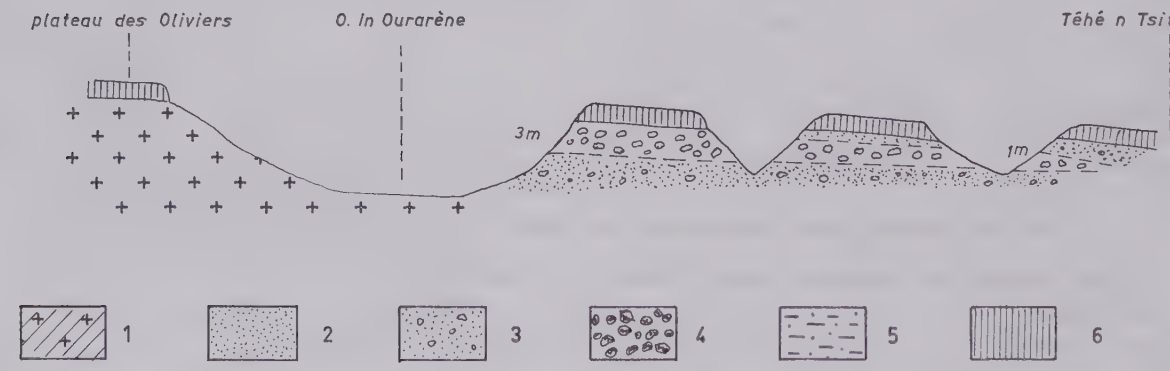


Fig. 31. — Coupes des alluvions prévolcaniques à l'Ouest du Téhé n'Tsita et dans l'O. Eferezi : 1 - granite (altéré quand il est hachuré) ; 2 - colluvionnement arénique ; 3 - sables à dragées de quartz ; 4 - banc de galets ; 5 - argile sableuse ; 6 - basalte.

a) L'amincissement et la disparition de ces alluvions vers le Sud : l'O. Eferezi.

En remontant au Sud de la cote 1944 (fig. 22), l'affluent de rive droite de l'O. Tiréhitine (appelé O. Aouarhi) qui entaille largement les plateaux basaltiques, on n'aperçoit plus rien à la base des corniches. Le granite formait ici un relief dont nous avons vu le versant fossilisé vers le Nord par les séries sédimentaires en E. Mais, une fois passé un très léger col, la piste automobile redescend vers une très large vallée à 5-6 km à vol d'oiseau au Sud du Téhé n'Tsita.

Cette vallée de l'*O. Eferezi* est étonnante pour son extension latérale sur plus d'un kilomètre alors qu'elle n'a aucun bassin versant dans les plateaux volcaniques à l'amont. C'est une dépression de dégradation

lente très typique à l'amont d'un seuil structural. En effet, le creusement linéaire s'est arrêté à la roche saine granitique dont les premières boules affleurent dans l'immense épandage de sables et de buissons qui s'étale sur des centaines de mètres de large. L'altitude de cette haute vallée vers 2 050 mètres à la base de plateaux où l'altimètre ne varie guère (autour de 2 100 m) sur plusieurs kilomètres, correspond bien à la vieille surface fossilisée, puis exhumée. Mais ici, le granite a été altéré sur 15 mètres environ, ce qui explique la formation de cette grande alvéole uniquement par l'action du ruissellement. A l'aval, les ruisselets d'eau lors des pluies se frayent péniblement un passage entre les buissons qui forment une véritable steppe et empêchent toute concentration de l'écoulement. Or, sur les glacis en roche altérée, on trouve en plus de sables granitiques et de blocs de basalte (5-20 cm), les galets roulés jaunes dorés orangés (2-5 cm). Un classement granulométrique s'effectue : les blocs de basalte restent au pied du versant, puis sur de longues distances, un pavage extraordinairement régulier et orangé revêt tous les glacis, de ces galets si caractéristiques. Enfin, de toutes petites ravines canalisent du sable et le transporte à l'aval, dans l'immense épandage où avec le sable apparaît la végétation. La piste automobile marque pratiquement la limite vers l'Est de ces glacis orangés. Plus à l'Est, sur la rive Nord de l'O. Eferezi, on trouve dans la première entaille de ravinement, une arène grossière et argileuse rouge brun, très peu caractéristique, puis dans toutes les entailles suivantes, le basalte repose directement sur le granite altéré. Sur la rive Sud également, on n'observe que le granite jauni ou décoloré avec altération des feldspaths et des biotites et désagrégation très poussée de la roche qui se pioche très facilement au marteau.

1) **Au Sud de la vallée**, l'entaille de la piste montre à l'Est le granite altéré, blanchâtre et fortement raviné malgré la protection des éboulis basaltiques. Sur le versant à l'Ouest, les ravineaux transportent de grandes quantités de galets de quartz dorés et émoussés qu'ils étalent au pied du versant : un banc de galets existe certainement, mais caché par les éboulis (fig. 31).

Ce banc apparaît, bien dégagé, dans l'entaille du ravin suivant vers l'Ouest. Il repose directement sur le granite altéré. Les galets sont ici assez hétérogènes, mais seuls les galets de quartz sont inaltérés, tandis que les granites, même fins s'effritent sous le marteau. Le banc a environ 75 cm d'épaisseur sur chaque rive de ce petit affluent. *Sur la rive droite*, vers l'aval, le banc de galets se dissocie en lentilles séparées du socle altéré par deux mètres cinquante de sables très hétérogènes, contenant des gravillons anguleux surtout de quartz. Ces sables de couleur jaune présentent de nettes stratifications entrecroisées avec des inclinaisons de 10-20°, indiquant un matériel alluvial. Leur cohésion est extrêmement forte, assurée par un ciment gris ou limonitique, mais elle est parfois presque nulle. Pour les sables peu cimentés, l'étude granulométrique indique un sable moyen avec une médiane de 0,5 mm, un quartile inférieur de 0,31 et un quartile supérieur de 0,63. Ce sable présente un bon classement d'ensemble (Qd phi = 0,5) et les sables moyens sont les mieux triés (Hé = 04) avec un maximum de 23,5 % du poids dans le tamis 0,63, tandis qu'un maximum secondaire dans le tamis 0,4 mm représente encore 16 % du sédiment : ce sont les sables moyens qui l'emportent donc très largement. En morphoscopie, on observe surtout des sables anguleux (80 % à 0,63 - 88 % à 0,4 mm), mais une certaine proportion présente un tout début d'émoussé avec des facettes luisantes (20 % à 0,63 - 12 % à 0,4 mm). La plupart des grains sont pigmentés d'oxydes de fer ; les quartz forment la quasi-totalité du sable avec quelques feldspaths (2 à 5 % suivant les tamis dont un de 4 mm resté dans le tamis 2 mm) et de très rares muscovites. Au-dessus, viennent des lentilles d'argiles grises fortement micacées (1 mètre). *Sur la rive gauche*, au contraire, ces sables surmontent le banc de galets sur 4 à 5 mètres. Ils sont fortement cimentés par un ciment argileux gris ou par de la limonite concentrée en encroûtement très dur.

Ces mêmes sables se retrouvent encore dans le ravin que remonte la piste au Sud de l'O. Eferezi où, visibles sur 2 mètres environ, ils reposent directement sur le socle et sous les basaltes anciens, friables et grisâtres. Ici, ces sables sont cimentés en un véritable grès, sans stratification, à ciment limono-argileux jaunâtre. La limonite est abondante, donnant parfois de véritables concrétions ferrugineuses, mais à la partie supérieure, on observe au contraire, une grande abondance de « poupées » calcaires de 1 à 5 cm de diamètre (dues peut-être à une « contamination » postérieure par le lessivage des vieux basaltes ?). Ce grès contient quelques gravillons (1 à 2 cm) de quartz blanc extrêmement anguleux qui lui donnent un aspect de sédiment détritique brut. Pourtant *l'analyse granulométrique*, si elle révèle un sable plus grossier (médiane à 0,8 mm, quartile supérieur : 1,2 mm), indique un classement assez poussé surtout pour les sables grossiers (Hé = 0,4 entre 1,2 et 2 mm), comme pour l'échantillon précédent. Le classement d'ensemble est moins bon (Qd phi = 0,8) mais tout de même le maximum (1,6 mm) rassemble 21 % du sédiment. Pourtant ce « sable » diffère profondément du précédent qui était totalement sableux, par la proportion d'éléments plus gros (10 % de graviers) et plus fins (55 % de limons et argiles) que le sable (35 %). Il s'agit sans doute ici non pas de sables alluviaux, mais d'un colluvionnement (100 % non usés — 1 à 2 % de feldspaths) dont le tri apparent est lié au diamètre préférentiel des quartz du granite sous-jacent. *La fraction fine contient une assez forte proportion d'argile* qui donne aux rayons X (I.G. Paris) un bon cliché de kaolinite, et de l'illite avec des raies caractéristiques, mais moins nettes. A l'analyse semi-quantitative au diffractomètre (Lab. Géol. Strasbourg) les proportions sont :

50 % de kaolinite ;
40 % d'illite ;
10 % de montmorillonite.

Or l'analyse de la fraction argileuse prélevée dans le granite altéré voisin (Lab. Géol. Strasbourg) indique aussi 50 % de kaolinite et 50 % d'illite. Ces résultats paraissent assez homogènes pour vérifier cette hypothèse d'un colluvionnement qui se situe juste sous les basaltes et en liaison avec des sables jaunes qui encadrent le banc de galets. Ainsi, on peut conclure qu'en dehors de la zone « lacustre », aux moments des épandages de galets, l'altération sur le socle était encore surtout kaolinique avec formation également d'illite. Ces fortes proportions de kaolinite s'accordent bien avec celles trouvées sous les grès pélitiques plus anciens (en B1 au Téhé n' Tsita), et dans l'argile rouge plus récente, juste sous les basaltes en A4 au Téhé n' Tsita. *Ainsi tandis que dans le milieu de sédimentation de Tiréhitine — Téhé n' Tsita, la sédimentation de l'argile se modifiait d'une kaolinite vers une montmorillonite, on a l'impression que l'altération sur le socle restait assez constante, de type kaolinique.*

2) **Au Nord de la piste, l'épaisseur des dépots augmente**. En effet si on quitte la piste automobile sur la rive gauche de l'O. Eferezi vers le NO, on observe, au flanc Nord d'une petite mesa :

— A la base, le granit nettement altéré ;
— Puis un mètre d'argile grise ferruginisée, assez compacte, mais contenant des grains de sable ;
— 2 mètres de sables quartzeux à graviers et dragées de quartz assez peu émoussées. Ces sables sont fortement cimentés par des particules argileuses grises ;
— Vers le haut, le calibre des grains s'amenuise et les sables eux-mêmes se raréfient au profit des éléments limono-argileux de coloration brun pâle sur 0,7 mètre. Puis la coupe se termine par un encroûtement brun rouge, très compact, formé de fer et d'argile et semblable à celui qui termine l'accumulation au Téhé n'Tsita en A_4. Le fer est ici un peu moins abondant, en fins feuillets ou en petites concrétions de 0,5 à 1 cm.

On reconnait bien ici les éléments caractéristiques de la série « discordante ». L'argile grise ferruginisée n'a pas la finesse ni la cassure conchoïdale brillante des argiles « anciennes ». Elle est formée d'un mélange de montmorillonite, kaolinite et illite (A.T.D., Inst. Cathol. Paris), que l'analyse semi-quantitative aux rayons X (Lab. Géol. Strasbourg) permet d'évaluer à 40 % de montmorillonite, 30 % d'illite et 30 % de kaolinite. Pourtant à part une moindre teneur en alumine, sa composition chimique est encore voisine de celle des argiles de la série « ancienne » (A4 ou A5 du Téhé n' Tsita par exemple) dont elle doit provenir après un léger remaniement. Cette analyse chimique a été faite par voie humide, (I.G. Clermont-Ferrand) et au quantomètre au C.R.P.G. (Nancy) et la comparaison de ces deux méthodes d'analyse montre que les résultats obtenus sont très comparables :

— 49,65 et 50,2 % pour la silice ;
— 28,8 % de sesquioxydes (Clermont-Ferrand) et, à Nancy : 18,7 % Al_2O_3 et 6,28 % de Fe_2O_3.
— 1,2 % de MgO dans les deux analyses, 1,8 et 1,9 % de CaO, 2 % de K_2O tandis que Na_2O est presque absent (0,05) de même que MnO (0,13).
— 2 % de TiO_2 et 15,5-15,57 % de perte au feu.

Enfin nous remarquons que la série sédimentaire qui passe sous les basaltes en E au Sud du Téhé n' Tsita avec une épaisseur de 7 mètres environ, réapparait à 5 km au Sud, de l'autre côté du plateau, avec des faciès très proches, mais une épaisseur moindre (3 à 4 mètres). Mais au Sud de l'Oued Eferezi, le banc de galets ou les sables jaunes paraissent se terminer en biseau sur un granite altéré. *Au Sud par conséquent, cette formation sédimentaire se termine en biseau, dans un cadre de reliefs sans doute extrêmement atténués puisque les alluvions sont dépourvues de gros galets et de blocs.*

b) L'épaississement de ces alluvions vers le Nord : le Ras Istène.

Ce gisement se situe à environ 4 km au Nord du Téhé n' Tsita, près des sources de l'O. Istène, sur la rive droite de cet oued. L'extrême brutalité de la dénivellation ici donne de magnifiques entailles de 40 à 50 mètres de profondeur (qui rappellent les torrents du Tell algérien) car le haut O. Istène s'enfonce facilement dans les schistes verdâtres, peu métamorphiques du Pharusien. On pourrait donc s'attendre à trouver ici les plus belles coupes du gisement sédimentaire. Or la coupe se situe à la base d'un empilement d'au moins 4 coulées volcaniques (entre In Toukfissine au Sud et Aïhed 2 140 m au Nord) qui fournissent des éboulis très abondants et les déchirures de ce manteau de débris sont rares et discontinues. Aussi, malgré les 35 mètres de hauteur de la coupe (à l'altimètre : 1 990 à 2 025 m), ce gisement est l'un des moins exploitables. Son étude apporte pourtant des précisions importantes sur ces dépôts corrélatifs.

Dans le ravin le plus méridional, appelé A, (fig. 32) on observe juste sous les basaltes anciens, gris et démantelés, une série de cuirasses ferrugineuses correspondant à l'épisode d'argile rouge de Téhé n' Tsita avec accumulation du fer.

1) **Une belle cuirasse ferrugineuse (A^1) épaisse de 25 cm se débite en blocs de plusieurs kilogrammes** (de 20 à 30 cm de côté). On dégage facilement sa surface, légèrement ondulée, avec des bourgeonnements à éclat métallique, enrobant de beaux pisolithes. L'intérieur très compact, présente un aspect lamellaire, en feuillets de quelques millimètres d'épaisseur. Pourtant l'analyse chimique (M. Patoureaud) n'indique que 38,5 % de Fe_2O_3 et 0,15 % de FeO avec encore 41,5 % de silice et 7,8 % d'alumine. Les autres éléments sont pratiquement négligeables : 0,06 de MnO, 0,3 de MgO, 0,25 de CaO, 1,25 de TiO_2, 0,4 % de P 2O5 ; la perte au feu totale (9,85 %) indique sans doute la présence d'argile dans l'encroûtement. D'où provient ce fort pourcentage de SiO_2 ?. En lame mince (M. Jauzein) on peut observer :

— La présence de très petits grains de quartz en grande abondance dans le ciment ferrugineux. Ces grains sont très anguleux, craquelés et fendillés avec du fer à l'intérieur des fentes. Ces quartz ne sont pourtant jamais rongés ou cariés par une altération antérieure ; certains présentent une extinction roulante, tout comme ceux du granite qui affleure à l'Ouest. Il s'agit donc d'un matériel clastique avec également de nombreuses paillettes de muscovite, mais jamais de biotite.

— Cependant l'examen de la lame permet de dire avec certitude que le fer n'est pas épigénique dans un sable quartzeux car il ne s'est pas contenté de combler des vides, mais forme le bâti de la roche. Ceci est confirmé par l'analyse chimique puisque, en tenant compte des densités respectives du quartz (2,65) et de fer (Fe2 O3 = 5,2), on peut conclure que le quartz ne forme sûrement pas plus de 65 % du volume total. Or, dans un sable normal, le volume des vides ne dépasse pas 20 % alors qu'ici le ciment occupe au moins 35 % au total.

Or, comment expliquer la structure lamellaire ? On peut être sûr qu'elle n'est pas due à une orientation préférentielle des quartz qui se disposent en tous sens. Cependant les grains paraissent classés ; ils ont une granulométrie bien plus homogène que dans un sable de ruissellement ayant donné un grès ferrugineux. Ils rappellent plutôt les sables très fins de saupoudrage éolien observes par R. Coque dans les croûtes de gypse. Cette origine impliquerait des tourbillons de poussière sur un sol du moins saisonnièrement découvert. On peut imaginer deux processus possibles pour expliquer cette structure lamellaire :

a) *Une épigénie dans un sédiment très fin au niveau d'une nappe à faible battement* (quant le battement est fort, il aboutit aux argiles bariolés) sous un climat de type soudanien. Mais dans ce cas, le fer se dépose par substitution dans une « roche mère » alluviale dont les vestiges, ici, pourraient être les sables très fins et peut être des limons et argiles très imprégnés (7,8 % d'Al_2O_3 dans la composition chimique). La silice a tendance, en effet, à se pulvériser en présence de fer abondant (nous avons observé sur la lame que le fer pénètre dans les moindres fissures) et ces très petits quatrz anguleux seraient les restes de grains plus gros.

b) *Un dépôt sédimentaire de films successifs à la manière des croûtes calcaires zonaires dans un milieu extrêmement calme ou par le ruissellement d'eaux ferrugineuses.* Dans ce cas le dépôt se fait à l'air libre et pourrait englober directement les poussières éoliennes, sous un climat de type sahélo-soudanien. Cette véritable cuirasse massive apporterait donc une confirmation à l'idée d'un climat tropical à nuance sèche, mais peu accentuée puisque le fer migrait encore facilement.

2) **Au-dessous, on observe successivement :**

— *Un mètre de gravillons de quartz* blanc enrobés dans un limon gris à brun clair avec quelques encroûtements ferrugineux très localisés ;

— *Puis un mètre de sables très fins*, gris à bruns, avec des pistes de vers. Ces sables renferment des nodules de fer de 10-20 cm de diamètre à l'intérieur desquels on trouve des sables jaunes entourés par une carapace très dure, brune à l'intérieur et noire à l'extérieur, avec une cassure à éclat métallique. Les nodules, de plus en plus denses vers le bas passent à un second encroûtement ferrugineux épais de 15 cm ;

— *Puis à nouveau des gravillons de quartz blanc* sans stratification (30 cm), puis des sables jaunes et gris très fins (50 cm) ;

— *Un nouvel encroûtement important* (A_2), *épais de* 25 cm et très continu s'éboule également en blocs de plusieurs kilogrammes. Il présente le même aspect feuilleté que l'encroûtement supérieur avec des feuillets un peu plus épais et plus irréguliers. La surface, très noire et brillante, se hérisse de bourgeonnements de 1 à 3 cm de haut et 3 à 4 cm de diamètre. La surface est donc très rugueuse et bien plus irrégulière que la précédente. G. Rougerie qui a eu l'amabilité de regarder mes échantillons pense que ces pisolithes, ces bourgeonnements concentriques vers la surface seraient plutôt en faveur d'un milieu de type soudanais relativement humide. Vers la base, l'aspect feuilleté disparaît, la proportion de sables augmente dans le ciment ferrugineux. Puis l'on passe à un sable jaune brun ferrugineux gris ou jaune. Plus bas de nouveaux nodules apparaissent dans les éboulis, mais la coupe n'est malheureusement plus visible.

Ici, par conséquent les phases successives de migration et d'accumulation du fer ont été beaucoup plus importantes qu'au Téhé n' Tsita. Cela tient probablement à la persistance de marigots et à la présence de nappes aquifères étendues, alors qu'au Téhé n' Tsita, le creusement d'un petit vallon a

mis rapidement fin à l'existence des marécages et la topographie a très vite été enfouie sous les premiers basaltes. Au Ras Istène, ces deux importantes cuirasses finement lamellaires font penser aux cuirasses dites « cupulitiques », « situées en bordure de dépressions marécageuses et formées par des dépôts successifs en minces couches superposées d'hydroxydes ferrugineux. La finesse de ces couches fait penser au dessèchement d'hydroxydes isolés par les ferrobactéries » (G. Bachelier, 1957 a, p. 572). Dépourvues de toute fraction détritique grossière, elles ne semblent pas avoir pris naissance dans la masse des alluvions mais semble-t-il par dépôt direct, à la différence des nodules qui englobent des sables. Il y aurait donc alternance de dépôts détritiques (sables et limons) et de dépôts purement chimiques (fer) sur une frange climatique tropicale sèche assez instable, évoluant entre des nuances soudaniennes et sahéliennes. *Ceci confirme tout à fait ce que nous avons vu au Téhé n'Tsita : la dernière phase avant les épanchements basaltiques a connu un climat tropical à saison sèche de durée moyenne à longue. Cette conclusion est très importante pour expliquer la morphologie à inselbergs et l'altération peu profonde et sélective du socle sur la surface fossile.*

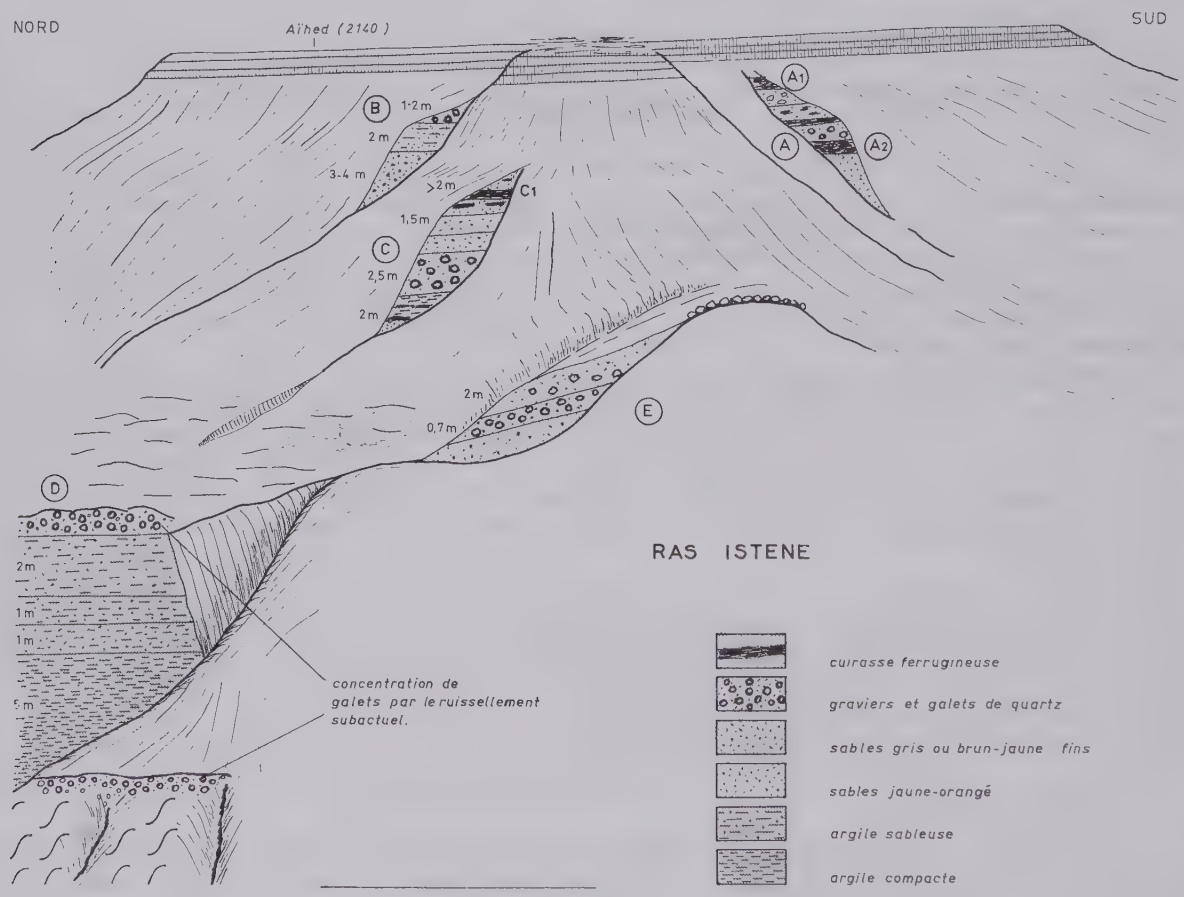


Fig. 32. — Disposition des coupes du Ras Istène : les coupes D, puis C, puis B et A, forment un remblaiement continu d'environ 30 mètres d'épaisseur. Au contraire les sables et les galets de la coupe E représentent une série postérieure, sans doute un dépôt de colluvionnement dans une ébauche de vallée.

Dans les ravins B, C et D (fig. 32) on peut tenter de reconstituer une succession, mais assez imprécise à cause des coupures :

1) **En B, après 7 à 8 mètres d'éboulis sans entaille favorable**, apparaissent des *galets de quartz blanc* qui reposent sur des *argiles légèrement sableuses*, rouille ou grises, épaisses de 2 mètres environ, qui appartiennent très certainement à la série « discordante ». L'analyse au diffractomètre (Lab. Géol. Strasbourg) indique 60 % de montmorillonite, 20 % d'illite et 20 % de kaolinite. Puis au-dessous, apparaissent sur 3 à 4 mètres, des *sables gris clair très fins* et peu cimentés :

Ce sont surtout des grains de quartz, contenant quelques feldspaths : 1 % au tamis 0,25 ; 4 % au tamis 0,63 et 3 % à 1,6 mm (ces feldspaths sont plus ou moins altérés). Les grains de sable sont anguleux à

100 %. On remarque un grand nombre de toutes petites concrétions ferrugineuses qui augmentent vers les calibres inférieurs : 9 % du nombre des grains à 1,6 mm, 17 % à 0,63 et 35 % à 0,25 mm. C'est un sable moyen (médiane à 0,36 - quartiles à 0,25 et 0,52) et assez bien classé (Qd phi = 0,55 - Hé = 0,5) avec un maximum de 18 % du poids de sédiment au tamis 0,4 mm. La fraction argileuse examinée à l'analyse thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) indique surtout de l'illite.

2) **En C, on observe légèrement plus bas des sables jaunes ou rouille** (plus de 2 mètres) avec des *encroûtements ferrugineux* identiques, à ceux du ravin A. Ces sables sont très cimentés par tout un entrelacement de filonnets ferrugineux allant localement jusqu'à un encroûtement à structure plus ou moins feuilletée (C1).

Celui-ci ressemble plus nettement à un encroûtement de nappe, semblables à ceux du Simandou (Haute Guinée) sur des quartzites imprégnés d'eaux ferrugineuses (G. Rougerie) ou à ceux des grès de Bamako, mais sans signification climatique particulière. D'ailleurs, comme une « cuirasse d'imprégnation » formée dans un milieu arénacé de grains de quartz et de muscovite surtout, ce niveau ferrugineux présente une composition chimique (M. Patoureaud) caractérisée par une forte proportion de silice (51,1 % de Si O2) par rapport au fer (23,9 % de Fe2 O3 et 0,1 % de FeO). L'alumine (11,1 %) et la perte au feu (7,5%) s'expliquent probablement par la présence d'argile. Celle-ci existe effectivement dans cet encroûtement. Extraite et traitée aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg), elle donne 40 % d'illite, 40 % de montmorillonite et 20 % de kaolinite, proportions assez explicables par un niveau hydromorphe (montmorillonite) dans un matériel riche en micas (illite). L'analyse chimique indique d'autre part des pourcentages très faibles pour les cations : 0,9 % de MgO - 0,65 % de CaO - 0,2 % de Na2O, mais 2,7 % de K2O qui traduit bien cette présence de la muscovite ($Si_6\ Al_2\ O_{20}$) Al_4 $(OH)_4$ K_2. On remarque un certain pourcentage de titane (1,25), mais aucune accumulation de manganèse (0,14 %).

Au-dessous reprend l'accumulation constatée en B avec 1,5 mètre de *sables très fins* à forte proportion de limons gris pâle avec des taches ferrugineuses. Puis 1 mètre de *sables limoneux peu cimentés*, très fins (médiane à 0,25 mm et quartiles à 0,18 et 0,33) et bien classés (Qd phi = 0,45 ; Hé = 0,42) avec deux maxima de 20 % au tamis 0,31 mm et 20 % à 0,25. Ces sables sont anguleux (près de 100 %) et contiennent une certaine proportion de feldspaths. Puis le sable s'enrichit en graviers de quartz (avec 2 à 3 % de granite rose altéré) anguleux, sur 2,5 m. Ces graviers font place, vers le bas, à des *galets de 5 à 10 cm de diamètre* comprenant quelques éléments non altérés ici, de microgranite rose et de quartzites, mais pas un seul galet de schistes cristallins alors que ceux-ci affleurent partout dans la vallée. Enfin vers le bas, affleurent, sur 2 mètres environ, des *limons argileux* renfermant quelques sables, avec à deux niveaux, de petits encroûtements (2 cm d'épaisseur) noirs et très compacts et parfois des lits argileux à petits polygones de dessication. Ces sédiments fins annoncent la coupe inférieure en D :

3) **En D, sur 2 mètres, on observe des argiles sableuses rouge brique ou grises**, avec des structures polygonales anciennes dont les fentes sont soulignées par une argile grise et les polygones par l'argile rouge brique. Puis sur 1 mètre, l'argile devient compacte à cassure luisante assez proche de l'argile « ancienne » de Téhé n'Tsita, mais elle contient des sables et même des gravillons de quartz, d'où un faciès plus détritique. La coloration n'est pas franchement brune ici, mais bariolée avec des teintes verdâtres et brunes.

A la binoculaire, on observe dans l'argile des petits grains de quartz anguleux, nombreux et de grosseur très variable, mais aussi des concrétions jaune safran (fer ?) plus ou moins spongieuses. L'*analyse chimique* (C.R.P.G., Nancy) confirme cet aspect plus détritique par la forte proportion de Si O2 (61,2 %) et la moindre richesse en alumine (16,9 %) par rapport aux argiles « anciennes » de Téhé n'Tsita. La forte proportion en K2O (3,62 %) très supérieure aux autres cations (0,89 de MgO - 0,38 de CaO, - 1,12 % de Na^2O) révèle sans doute aussi des traces de muscovite ou d'argiles de type illite. Le fer est peu abondant (5,52 % de Fe2 O3 - 0,05 % de FeO) de même que le titane (0,97). Une perte au feu de 8,66 % indique des argiles peu hygroscopiques, ce que confirme une *analyse thermique différentielle* (I.G., Paris) : kaolinite, un peu d'illite, goethite.

Vers le bas, après 1 mètre de nouvelles argiles sableuses rouge brique, l'accumulation d'argiles à cassure luisante s'étend sur 5 mètres environ. La coloration prédominante est grise avec des lentilles brunes. Cependant, même ici, l'argile très compacte reste légèrement sableuse avec quelques graviers de quartz ou même de très rares galets roulés. *L'analyse thermique différentielle* (I.G. Paris) indique un mélange complexe à pics multiples et *l'analyse au diffractomètre* (Lab. Géol. Strasbourg) le confirme : 40 % d'illite, 30 % de kaolinite et 30 % de montmorillonite. *L'analyse chimique* (C.R.P.G., Nancy) indique une composition très proche de la précédente : 64,9 % de SiO_2, 15,6 % d'Al_2O_3 et 9,36 % de Fe_2O_3. Les cations sont inexistants (0,7 de MgO, 0,34 de CaO, traces de Na_2O) sauf K_2O (1,33 %). La perte au feu est identique (8,13 %) mais le titane plus abondant (2,31 %).

4) **Conclusion : cette coupe très discontinue présente bien les caractères reconnus au Téhé n'Tsita** : sur toute la hauteur, on a observé une sédimentation fine à base d'argiles vers le bas

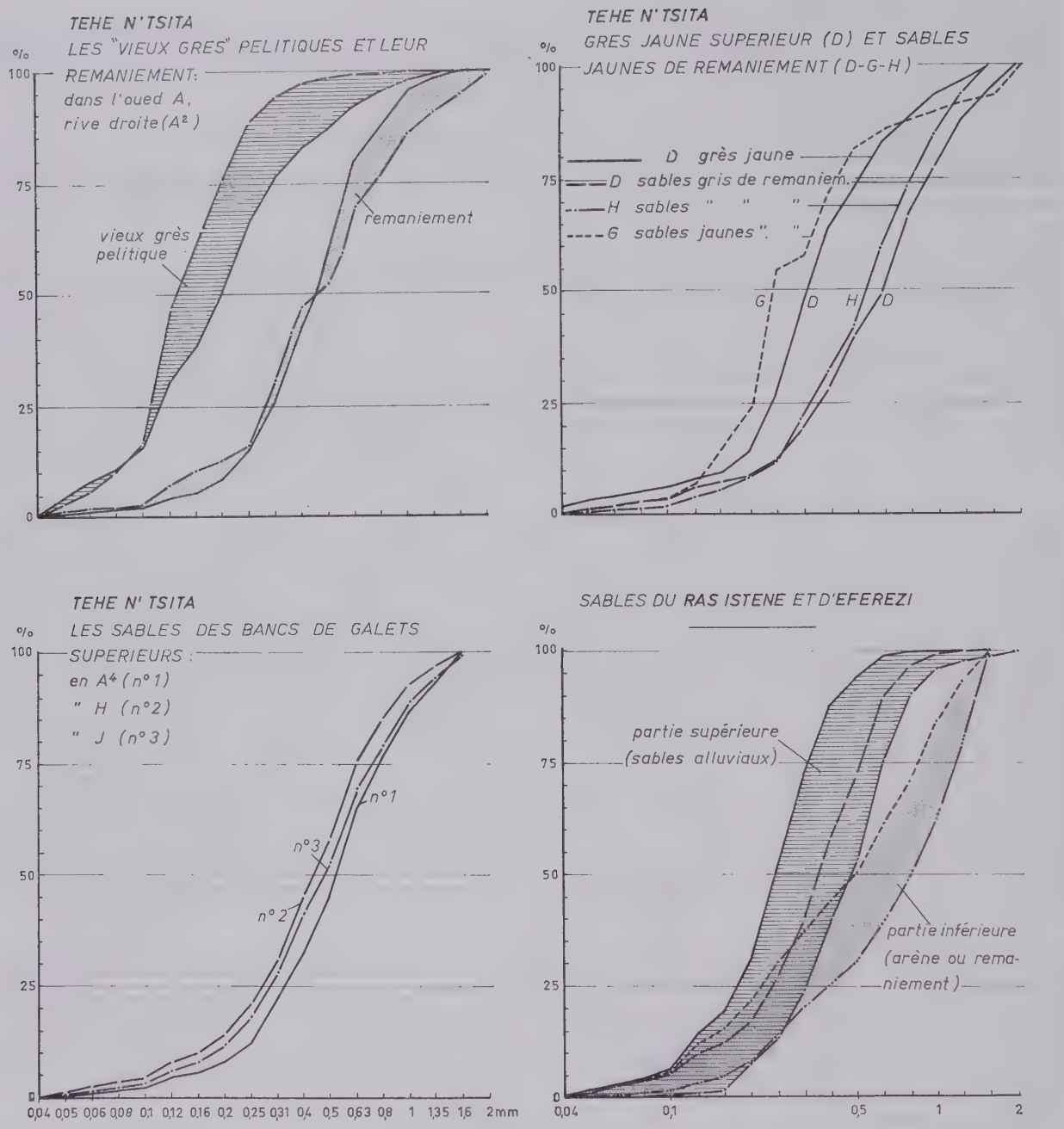


Fig. 33. — Courbes granulométriques des sables du Téhé n'Tsita-Ras Istène : les lettres indiquent la position des prélèvements sur le croquis de localisation. Les courbes en haut à gauche permettent de voir l'augmentation de calibre et le meilleur classement de la série de remaniement à cause d'apports détritiques nouveaux et d'un tri probable par les eaux courantes. En haut, à droite, on est frappé par l'homogénéité de ces sables pourtant prélevés à plusieurs kilomètres les uns des autres. Cette constatation est encore plus frappante pour les sables tout à fait supérieurs, accompagnant les bancs de galets à l'Est du Téhé n'Tsita (A4), à l'Ouest (H) ou tout au Sud de l'Issemdel (J). Enfin plus étonnante encore est la comparaison de sables provenant du gisement le plus au Sud (Eferezi) et le plus au Nord (Ras Istène), distants de 16 km : on constate une évolution identique de la partie inférieure vers les sables supérieurs.

(D), de sables fins ensuite (C et B) mais contenant toujours deux éléments certainement alluviaux : des galets de quartzite et des feuillets de muscovite, comme dans la sédimentation du Téhé n' Tsita. La série est assez épaisse mais il est difficile d'y placer une « discordance » à cause des interruptions. On peut même se demander si celle ci existe ici. La sédimentation a des caractères bien moins tranchés puisque dès la base on trouve des galets de quartz et des sables dans les argiles. D'autre part ces dépôts

n'ont pas l'allure de grands « bancs » sédimentaires comme à Tiréhitine et je pencherais plutôt ici pour une série de « remaniement » sur la totalité de la coupe.

Dans le ravin E, une coupe à stratification oblique est difficile à rattacher à la coupe précédente et appartient probablement aussi à la phase de remaniement des « vieux » sédiments. Il s'agit de sables jaune très pâle ou gris et peu cimentés sur 2 ou 2,5 mètres, encadrant un banc de galets de quartz très blanc (94 à 95 %) avec quelques galets de microgranite. Ce banc de galets atteint 0,7 m d'épaisseur et il est incliné de 10° environ. Ces galets très caractéristiques par leur émoussé, abondent dans tous les éboulis et, cachés sous les basaltes, d'autres formations à galets existent certainement. Les sables dans lesquels les galets s'intercalent ici sont de calibre moyen (médiane à 0,5, quartiles à 0,22 et 0,87 mm) mais ils tranchent sur les autres par leur très mauvais classement (Qd phi = 1 ; Hé = 0,75) avec un maximum de 13 % seulement au calibre 1 mm. Ces sables sont formés de quartz (98 %) et de muscovite (2 % environ) et sont très anguleux. La fraction argileuse est un mélange d'argiles où prédomine sans doute l'illite, avec présence d'oxydes de fer et de carbonates (A.T.D., Inst. Cathol. Paris)

Or dans ces sables, les galets paraissent être remaniés presque sur place, à partir d'une autre formation qui n'est pas visible. En effet, les mesures effectuées sur les galets de quartz et de quartzites révèlent un ensemble très évolué :

— Une *longueur moyenne* de 3,6 cm très comparable à celles des 4 séries analysées au Téhé n'Tsita, mais avec un classement encore plus poussé puisque 34 % des galets se situent entre 3,5 et 4 cm et 68 % encore de 2,5 à 4 cm ;

— Un *indice d'aplatissement* de 1,82 qui correspond à la médiane indiquée par A. Cailleux et J. Tricart (1959, p. 279), pour les galets de quartz de 5 cm, à la fois pour les eaux courantes en climat semi-aride (1,8) et les plages marines (1,8). Cet indice n'indique rien de particulier ;

— Un *indice de dissymétrie* très fort (690) qui, aussi bien pour les quartz que pour les quartzites de 3 à 4 cm, se situe nettement dans les formes fluviales;

— Par contre *un indice d'émoussé* de 515 qui dépasse de très loin, dans le sens de l'émoussé de plages marines ou lacustres toutes les mesures antérieures (entre 296 et 342 au Téhé n'Tsita). Cet indice correspond bien d'ailleurs à l'observation de terrain car ces galets apparaissent plus émoussés encore que les autres. L'histogramme de ces indices (fig. 30) répond encore plus affirmativement aux trois conditions d'un émoussé marin posées par J. Tricart et R. Schaeffer (1950).

Comme généralement les indications fournies par l'indice d'émoussé prévalent sur celles de l'indice de dissymétrie, il serait normal de conclure soit à une usure de ces galets sur les vagues d'un grand lac peu avant leur mise en place dans le gisement actuel, soit à des galets remaniés de formations très très anciennes du Primaire ou du Cénomanien, qui ne sont connues qu'à des centaines de kilomètres de là à l'heure actuelle.

La comparaison de ces galets dans la partie où la formation est la plus épaisse (plus de 30 mètres) avec ceux de l'Eferezi où, de toute évidence, la même formation se termine en biseau (3 à 4 mètres) après les épaisseurs de 7 à 8 mètres environ au Téhé n' Tsita permet de suivre une certaine évolution. En effet ces galets, caractéristiques de la série discordante dans ces divers gisements, s'échelonnent sur 16 à 17 km du Nord au Sud : Ras Istène, Téhé n' Tsita, Issemdel et Eferezi. Or si nous comparons les indices des deux gisements les plus éloignés ils s'ordonnent de façon apparemment très logique :

— *Le calibre des galets diminue de* 4,19 *cm de longueur à l'Eferezi à* 3,6 *au Ras Istène* très proche des valeurs de 3,02-3,05-3,5 et 3,9 trouvées dans les gisements intermédiaires. Cet amenuisement vers le Nord s'accompagne d'un meilleur classement comme le montre l'histogramme (fig. 34) ;

— *L'indice d'aplatissement est de* 2,27 *à l'Eferezi contre* 1,75 *au Ras Istène :* les galets tendent donc à prendre une forme très bombée, qui, s'il s'agit bien d'un façonnement de plage, indiquerait une côte découpée avec des couloirs (nous avons vu que des reliefs existaient au NO et au SE par exemple) ;

— *L'indice de dissymétrie veste pratiquement le même et assez élevé :* 675 à Eferezi et 690 au Ras Istène. C'est là une « anomalie » curieuse et valable pour l'ensemble des gisements : une forte dissymétrie subsiste malgré un émoussé très poussé. L'histogramme à gauche au bas de la fig. 34, montre tout de même une tendance à la diminution de la dissymétrie de l'Eferezi vers le Ras Istène ;

— *Enfin surtout l'indice d'émoussé passe de* 289 *à l'Eferezi à* 296-342 *pour le Téhé n'Tsita - Issemdel et* 515 *au Ras Istène ;* il augmente très nettement avec le classement et l'amenuisement progressif des galets. L'histogramme de la figure 30, en bas à gauche, est particulièrement frappant à cet égard.

La concordance de toutes ces remarques permet donc d'affirmer que CES GALETS ONT DU ÊTRE USÉS, TRÈS PROBABLEMENT, SUR LES PLAGES D'UNE NAPPE D'EAU ÉTENDUE VERS LE NORD ET DONT LES DÉPOTS SE TERMINAIENT ICI EN BISEAU. L'HYPOTHÈSE D'UN DÉPOT ANTÉRIEUR REMANIÉ PARAIT TRÈS IMPROBABLE ÉTANT DONNÉ LA CONTINUITÉ LOGIQUE DE CES BANCS DE GALETS A LA FOIS SUR LE TERRAIN ET A L'ANALYSE MORPHOMÉTRIQUE. Seuls les galets de Ras Istène ne sont pas indiscutablement en place, mais ils ont dû subir un très faible déplacement lors des ravinements antérieurs au volcanisme.

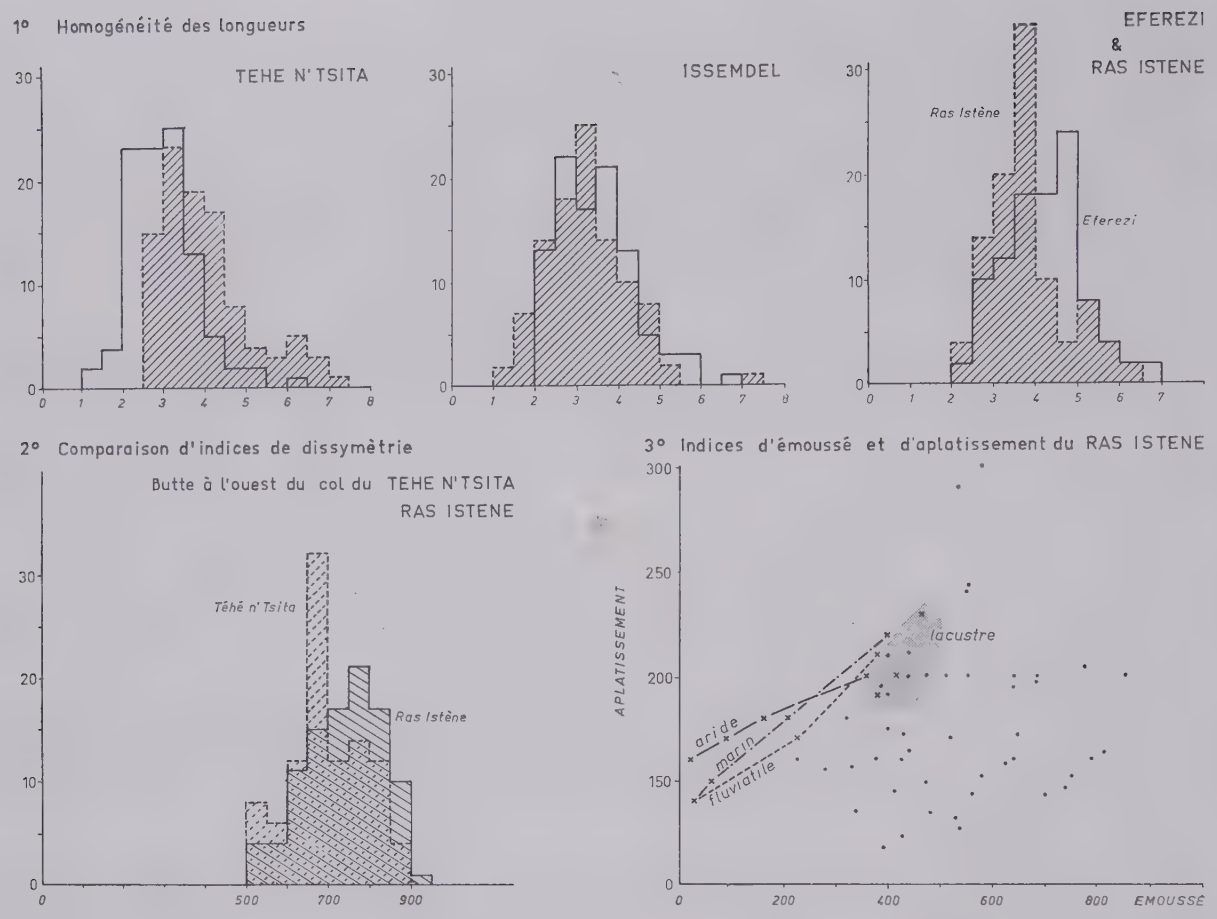


Fig. 34. — Comparaison de quelques données caractéristiques des galets antévolcaniques des gisements du Téhé n'Tsita, Issemdel (Ouest du Téhé n'Tsita), Eferezi et Ras Istène.

En effet, si ces galets avaient été transportés, leurs indices auraient été modifiés de façon très anarchique. D'autre part, à Eferezi, les galets sont intercalés dans des sables à stratifications entrecroisées qui sont indiscutablement des apports fluviatiles, à l'extrême avancée de l'étendue d'eau. *Les mesures d'indices ont confirmé exactement l'observation de terrain sur ce point.*

C. — COMPLEXITÉ DE CETTE SÉRIE SÉDIMENTAIRE.

La série discordante a été interprétée à *Tiréhitine* comme une forme de remaniement presque sur place de la série « ancienne », qui subsistait en butte témoin. Mais la présence de dragées de quartz très émoussées sur les pentes de buttes taillées essentiellement dans les grès pélitiques et les argiles supérieures posait un problème. Si ces dragées de quartz provenaient du conglomérat de base remanié ailleurs, il faudrait trouver des régions plus élevées où ce conglomérat ait pu être érodé, ce qui n'est pas impossible, mais assez hypothétique. D'autre part, entre les galets mal roulés du conglomérat de base et ceux du remaniement existe une modification dans le degré d'usure, très nette sur le terrain, ce qui contredirait l'apparence de très faible remaniement de pente. Au contraire au *Téhé n'Tsita*, la discordance est nettement plus faible avec une transgression de sables fluviatiles sur les argiles anciennes. Puis les galets contenus dans les sables et amenés par les cours d'eau en même temps que ceux-ci, ont été repris, sans doute sur les bords d'une plage lacustre et concentrés en banc individualisé. Ensuite seulement, cette série sédimentaire a été disséquée avec remaniement presque sur leur place, caractérisé à la fois par le rôle du ruissellement diffus et un mouvement de lessivage oblique du fer.

Ainsi à Tiréhitine nous avons observé le début de la sédimentation et la dissection finale tandis qu'au Téhé n'Tsita, apparaît la partie supérieure de cette sédimentation, beaucoup plus fine, puis la période de remaniement presque sur place (nappe d'eau) avant la phase de creusement finale. La série discordante comprend donc deux phases :

— *un remblaiement légèrement « discordant »* par des apports fluviaux dans une nappe d'eau encore importante et finalement par des apports de fer sur les bords de simples marigots.

— *un ravinement* qui, au Téhé n'Tsita s'est accompagné des toutes premières coulées volcaniques de vallées et, en B4, d'apports de galets roulés et de sables sur de très courtes distances, exactement comme à Tiréhitine.

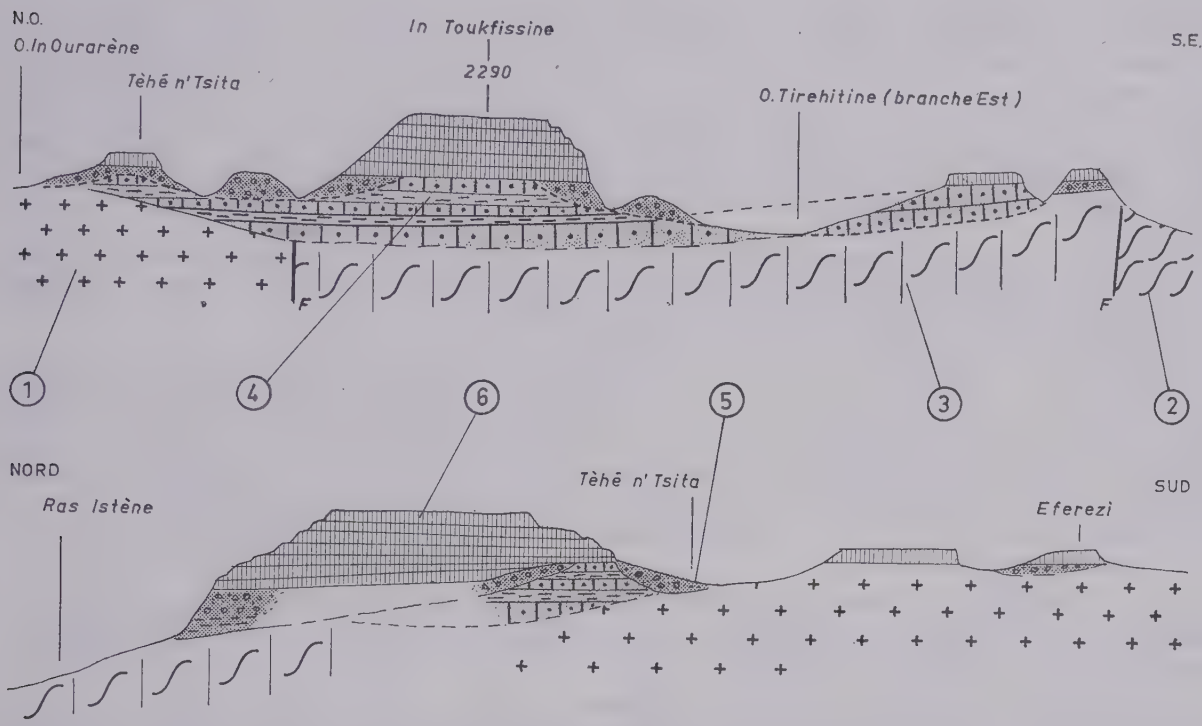


Fig. 35. — Grès anciens et série de remaniement : coupes récapitulatives. 1 - granite suggarien ; 2 - schistes cristallins suggariens ; 3 - schistes peu métamorphisés et très écrasés du Pharusien ; 4 - témoins d'une ancienne couverture gréseuse (continental intercalaire ?) ; 5 - série discordante remaniant ces « vieux » grès ; 6 - les trapps basaltiques.

ÉVOLUTION CLIMATIQUE OU ÉTAPES DE RÉCESSION D'UN GRAND LAC ?

1) **Il paraît certain que ces sédiments sont avant tout lacustres** et fournissent tous les stades de l'histoire d'une grande nappe d'eau depuis *sa transgression* avec apports détritiques sur un ancien sol rouge, puis son *installation* avec les séries argileuses et pélitiques jusqu'à *son retrait* avec des plages à galets de quartz et même enfin *l'installation de marigots* à sédimentation ferrugineuse. L'évolution des argiles elle-même traduit cette histoire du lac avec des apports détritiques surtout kaoliniques lors de l'extension, devenant montmorillonitique lorsque, la surface de la nappe d'eau se retrécissant, les solutions ont été concentrées [1].

2) **Cependant nous avons aussi rencontré des traces d'anciens sols qui paraissent plus directement liés au climat** ; *le sol rouge* avant la transgression n'indiquait pas une altération argileuse très poussée, tandis que le *sol tacheté* sous les grès fins du Téhé n'Tsita ou le granite altéré

1. Il faut, pour écarter l'objection d'une éventuelle diagénèse par une circulation d'eaux postérieures, remarquer qu'une telle circulation aurait plutôt transformé en kaolinite les minéraux des niveaux sableux à circulation rapide. Or ici les bancs argileux massifs sont kaoliniques et les argiles moins « lessivées » correspondent aux niveaux déjà plus sableux.

d'Eferezi, tous deux contemporains de la nappe d'eau sont des altérations kaoliniques [1] et celle-ci se poursuit jusqu'à la période finale de *l'argile rouge des bordures de marigots :*

Il faudrait aussi ajouter un autre sol rouge, associé à des sables gris avec galets de quartz émoussés, qui se trouve sous une mesa basaltique à l'Est de Tirehitine et vers le SSE d'In Toukfissine. Ce sol rouge en rapport avec une formation semblable à la série « discordante » contient une très forte proportion de kaolinite et des oxydes de fer (goethite) d'après des analyses aux rayons X et thermopondérale au C.R.P.G. de Nancy. En mesurant la perte d'eau sur la courbe thermopondérale, on peut estimer la kaolinite à 60 % et la goethite à 12 % environ. Ces résultats ont été remarquablement confirmés par l'analyse au diffractomètre sur fraction traitée (Lab. Géol., Strasbourg) qui donne des proportions respectives de 60 % pour la kaolinite, 30 % d'illite et 10 % de montmorillonite. Ce sol contenait, en outre, un grand nombre de très fins fragments anguleux de quartz et des paillettes de muscovite.

D'ailleurs, l'importance des « poussières de quartz » dans les pélites indique que les quartz devaient être soumis sur les versants à une intense pulvérisation, même si une fraction plus grossière était alors retenue sur des rivages disparus. Au contraire au-dessus, lorsque la sédimentaiion argileuse se fractionne en lentilles, le calibre des quartz augmente et les galets apparaissent. On peut penser tout simplement que la zone de sédimentation détritique avait alors progressé, mais il semble bien aussi qu'il y ait augmentation du nombre des feldspaths parmi les sables et également de galets aussi fragiles que le basalte. L'accumulation du fer et même de concrétions calcaires fait penser également à un drainage de moins en moins bon et une tendance vers l'endoréisme, sous l'influence d'un climat plus sec.

Cette évolution climatique peut être affirmée avec beaucoup plus de netteté grace a l'examen que nous avons fait auparavant des formes d'altération sur le socle en dehors de cette zone lacustre (II[e] partie, chap. II,I). En effet :

a) **Dans l'O. Temorte** (*Cf.* p. 91-96), les grès fins en bancs, surmontés par l'argile compacte de l'affluent de rive droite (C) représentent certainement un autre rivage de l'étendue lacustre et la terrasse d'alluvions bariolées qui parait légèrement emboitée est l'indication d'une altération faiblement ferrallitique où les galets de quartz étaient encore partiellement ferruginisés et pulvérisés, tandis que d'autres parvenaient sans doute jusque sur les plages lacustres. Sous les alluvions, la roche est altérée sur plusieurs mètres, comme à Eferezi : *cette altération de 8 à 10 mètres paraît donc bien contemporaine de cette période lacustre.* Ensuite des sables plus détriques proviennent de l'érosion des grès « anciens » avant l'épanchement des basaltes.

b) **Dans l'O. Tessemeddet**, nous avons observé, avec plus de précision le passage de l'altération bariolée avec fragments de quartz plus ou moins ferruginisés jusqu'à une arène feldspathique sous climat subaride (grès calcaire) — (*Cf.* p. 96-101).

c) **Enfin toutes les arènes grises ou rouges** (*Cf.* p. 87-91) à proportion variable de feldspaths se rattachent probablement à cette phase finale, juste avant le volcanisme où le climat était déjà moins humide et, où une reprise d'érosion se manifestait déjà. Ces arènes sont souvent ferrugineuses, mais sans accumulation de fer à la différence du Téhé n' Tsita et du Ras Istène.

Les minéraux lourds opposent de façon systématique la sédimentation lacustre et l'altération dans les régions émergées. En effet, dès 1962, J. Etienne, Directeur du Laboratoire de sédimentologie à la C.E.P., m'avait très aimablement proposé d'effectuer une analyse des minéraux lourds de mes diverses formations ante-volcaniques pour tenter des corrélations éventuelles avec les séries sédimentaires sahariennes.

Ces analyses antérieures à celles de l'I.F.P. avaient déjà montré l'extraordinaire richesse en disthène de la totalité de la série du Téhé n' Tsita, depuis les grès fins « anciens » jusqu'à la fin de la série discordante au niveau des encroûtements ferrugineux du Ras Istène. La figure 36 semble indiquer qu'après un affaiblissement des proportions de minéraux altérables (surtout disthène) dans les grès fins interstratifiés avec les argiles, comme à Tirehitine d'ailleurs, ces proportions augmentent très nettement par rapport aux minéraux ubiquistes dans toute la série discordante. La présence de disthènes si nombreux, parfois même de hornblende [2] est en rapport avec l'augmentation constatée également

1. L'absence de gibbsite dans les analyses n'est pas un obstacle à l'hypothèse d'un climat tropical très humide — N. Leneuf (1959 p. 177) écrit que même sous forêt dense « les roches granitiques se transforment en un matériau essentiellement kaolinique, stable sous les conditions de la zone forestière. La gibbsite intervient faiblement dans la constitution minéralogique de la fraction colloïdale des argiles tachetées » — « Le stade primaire de latéritisation caractérisé par la genèse de la gibbsite existe bien dans les granites, mais il est très fugace et la silicification de l'alumine est presque simultanée à sa libération des réseaux silicatés des plagioclases et des feldspaths ».

2. Cette hornblende est toujours verte, la variété brune d'origine volcanique n'a jamais été observée dans ces séries.

des proportions de feldspaths par rapport aux quartz dans les sables. La série discordante contient donc sans aucun doute une part de matériel neuf dû à une reprise d'érosion après la période de calme morphologique représentée par la phase lacustre. Cette interprétation a été aussi confirmée par M. Ters qui a eu l'amabilité de regarder quelques préparations supplémentaires faites en 1963 à l'Institut de géographie de Paris pour préciser ce problème (échantillons du banc de galets supérieur du Col et de ceux de la butte ouest et de l'Issemdel) : le cortège dans ces bancs de galets supérieurs se diversifie en minéraux fragiles (staurotide, épidote, hornblende verte) ou autres (sphène, andalousite, grenat) et les disthènes sont gros, très frais et anguleux ; on rencontre même quelques biotites. Ceci est contraire à l'évolution normale des sables qui ne peuvent que s'appauvrir par remaniement : cet enrichissement implique donc la mise en mouvement de matériel frais.

Cette étude de J. Etienne a permis d'autre part d'opposer de façon extrêmement claire les gisements du type Téhé n' Tsita à l'ensemble des autres dépôts corrélatifs analysés au chapitre II, I de la IIe partie (fig. 21) :

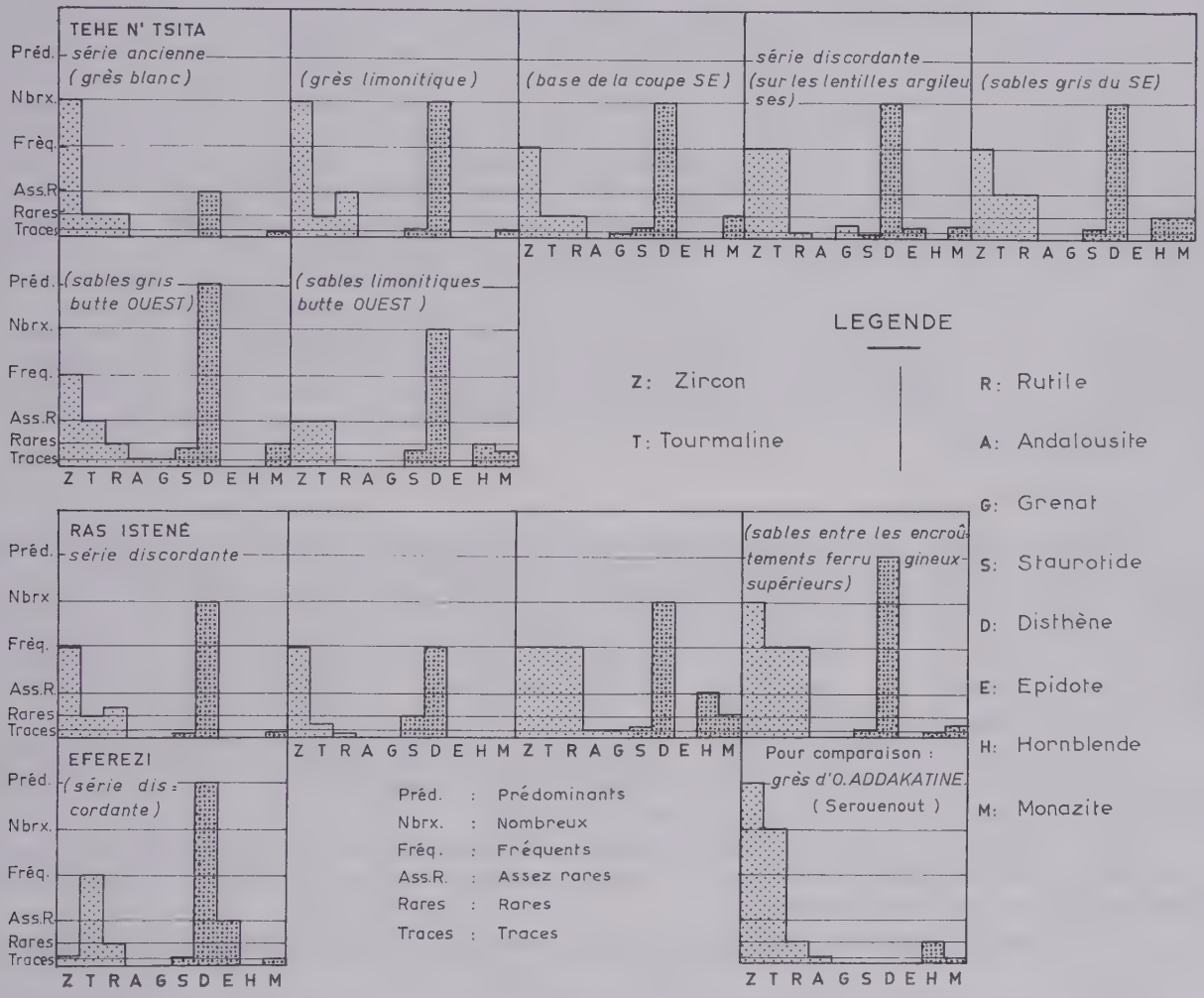


Fig. 36. — Les minéraux lourds dans les sables de Téhé n'Tsita, Ras Istène et Eferezi. Les sables du Téhé n'Tsita ont été classés dans l'ordre chronologique depuis le plus ancien (grès blanc « ancien ») jusqu'aux plus récents (butte Ouest, associés au banc de galets supérieur). Le même classement a été adopté pour le Ras Istène, où toute la coupe appartiendrait semble-t-il, à la « série discordante ». En parfaite opposition avec cet ensemble de sables à disthène on peut voir le cortège riche en ubiquistes des grès de Serouenout (O. Addakatine).

a) *Cette différence se calque assez bien sur ce que l'on peut savoir des « provinces minéralogiques » de l'Atakor.* Les cortèges à zircon, tourmaline, rutile et monazite sont liés à des roches granitiques, et le substratum de l'Atakor est en grande partie formé de roches granitisées autour des gisements

des O. Tessemeddet, Temorte, Ouan Télène, Afilale et Indegane. Au contraire les « gneiss feuilletés » de M. LELUBRE (1952 a, I, p. 301) qui affleurent au NE, à l'Est et SE de l'Atakor se situent dans la série des éctinites : « la sillimanite y est la plus répandue, le disthène est très abondant localement, surtout vers le haut de la série. La cordiérite est plus rare. Les grenats sont extrêmements abondants. Enfin on note la présence de clinozoïsite et très souvent d'épidote » (M. LELUBRE, I, p. 301).

b) *Pourtant dans la succession de l'O. Tessemeddet, on remarque une augmentation des disthènes dans le haut de la série* (dalle gréseuse), parallèlement d'ailleurs avec l'apparition de feldspaths dans le sable et d'un ciment calcaire. On peut penser que la nette prépondérance des ubiquistes doit résulter dans les autres échantillons, d'une intense altération [1]. En effet, bien que très mal connue, la composition des roches de l'Atakor doit comprendre des minéraux altérables, comme l'épidote par exemple. Or du cortège monotone que nous révèlent les échantillons de ces gisements, seule la monazite (phosphate de calcaire) est un peu plus altérable. Sa présence si constante parait d'ailleurs indépendante de la nature des roches mères et semble indiquer une concentration par altération différentielle. **La présence systématique des minéraux altérables dans la formation sédimentaire lacustre et leur absence dans les formes d'altération ou d'alluvionnement fluviatile pourrait suggérer une intervention de milieux différents sous un climat tropical**. En effet, J.P. BAKKER (1959) a montré que dans les plaines côtières lagunaires du Surinam en milieu légèrement acide ou plutôt alcalin, le cortège de minéraux lourds comprend un pourcentage d'environ 25 % d'éléments assez altérables (épidote, hornblende). Au contraire dans l'intérieur, sous la forêt toujours verte où le pH est inférieur à 5,5 et l'argile constituée à 70-100 % de kaolinite, le cortège se caractérise essentiellement par de très hauts pourcentages de zircon tandis que les minéraux altérables disparaissent totalement. Or, sans imaginer un climat équatorial, on peut penser que cette opposition dans l'Atakor reflète une différence de milieux tout à fait en accord avec notre essai de reconstitution paléogéographique. Elle aurait l'avantage d'expliquer la conservation des disthènes, assez fragiles à l'altération, dans un fond lacustre lors de la phase tropicale humide. Ici aussi, l'examen plus particulier de quelques préparations de l'O. Temorte, Ouan Télène et Tessemeddet effectué par M. TERS montre que dans ces sédiments les zircons eux-mêmes sont très altérés petits ou cassés dans certains cas, et que d'autre part, on peut observer un peu d'épidote, de hornblende verte (ou même de tout petits fragments de biotite) mais très corrodés et altérés, ce qui serait la preuve que ces minéraux ont bien existé dans ces sédiments, mais y ont été détruits par altération ou remaniements.

ESSAI DE CONCLUSION :

1) **Lors de la longue phase de sédimentation de la série de « Tiréhitine — base de Téhé n'Tsita »** devait s'étendre autour de la nappe d'eau, une forêt de type tropical assez humide, avec une altération de type franchement kaolinique et la conservation des seuls minéraux lourds les plus résistants. La conservation et même la concentration du disthène dans la série lacustre ne peut guère s'expliquer que par un apport préférentiel et rapide provenant de l'Est, puis conservation dans le milieu aqueux. D'ailleurs ces apports détritiques venus des séries moins métamorphiques, ont donné leur empreinte à toute la sédimentation :

— *par la haute teneur en éléments argileux* : G. ROUGERIE (1960, p. 167-178) a montré que les schistes peu métamorphiques de la Guinée forestière donnent des sols contenant 43 à 57 % d'argiles et limons alors que cette proportion descend à 30-37 % sur les granites.

— *par les apports de fer qui ont permis ensuite le développement des gros encroûtements*, puisque G. ROUGERIE a observé que la teneur en gravillons ferrugineux était presque double sur les schistes peu métamorphiques que sur les granites.

— *par les apports de muscovite* si abondante dans les roches de la Tazoulet et dans les grès pélitiques de Tiréhitine.

2) **Mais la continuité de cette teneur en disthène et même l'élargissement du cortège des minéraux altérables dans la « série discordante » du Téhé n'Tsita** ne peut s'expliquer de la même façon, la nappe d'eau ayant progressivement disparu. *La diversité de ce matériel fait penser à une reprise d'érosion*, tout comme la granulométrie plus forte du matériel détritique et la présence

1. Pourtant dans une zone de savane arborée, aux chutes Gauthiot, J. DRESCH (1963, p. 37) signale des sables contenant encore de très gros pourcentages de minéraux altérables (19 à 30 % de feldspaths et, parmi les minéraux lourds 94 % d'épidote et 3 % de hornblende) dans l'alluvionnement actuel.

de feldspaths. Mais ensuite, la conservation de ces minéraux altérables suppose une sédimentation assez rapide, confirmée d'ailleurs par un moins bon triage des sables. Au moment où cette accumulation, due à l'érosion des anciens sols (déséquilibre climatique ou déformation tectonique ?) est ensuite entaillée par des vallées, le volcanisme basaltique vient recouvrir les alluvions et les protéger définitivement jusqu'à l'époque actuelle.

CHAPITRE III

ESSAI DE CORRÉLATION AVEC LES AUTRES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES DU HOGGAR

La série d'analyses précédentes montre que l'Atakor était totalement aplani et sans doute partiellement recouvert par les eaux à l'époque de cette vieille surface qui devait s'étendre assez uniformément sur le Hoggar. LE MASSIF DE L'ATAKOR A DONC ACQUIS L'ESSENTIEL DE SON VOLUME MONTAGNEUX POSTÉRIEUREMENT et cette étape capitale de son évolution morphologique ne peut s'expliquer que par un mouvement de surrection. A quelle époque a commencé ce soulèvement du massif ? C'est tout le problème si difficile de la datation de ces dépôts sédimentaires qui est posé :

I. — UNE COUVERTURE PRIMAIRE ?

Nous avons vu que M. LELUBRE (1952 c, p. 205) pensait que, de l'Atakor à l'Arefsa, on pouvait retrouver « tous les stades de la disparition de l'ancienne pénéplaine » qui se raccordait progressivement aux Tassilis méridionaux. Effectivement, l'examen de la carte géologique au 1/500 000 de Tazrouk éditée par le B.R.G.M. montre que le Tassili de Tin Égolé se situe à 100 km à peine du bord Sud du bourrelet (Seddereg), avec des buttes témoins avancées (Ad. In Tamezouk) à 80 km seulement. Ces grès dominent de 100-150 mètres, une plaine à 700-800 mètres d'altitude, taillée dans des gneiss avec de longues bandes sableuses le long des oueds et seulement quelques petites crêtes de quartzites (Gara Mihat) Mais comme le montre la coupe (fig. 37) la pente qu'impliquerait ce raccordement supposerait une surface déformée. Cependant la possibilité de vestiges de sédiments primaires en plein centre du Hoggar doit être sérieusement envisagée à la suite de récentes découvertes géologiques :

— *Dans les Tassilis du Sud,* L. LESSARD (1959) a montré que les couches cambro-ordoviciennes et dévoniennes venaient se terminer au Sud en biseaux transgressifs sur l'Aïr, chacune reposant sur le socle plus en avant que la précédente, alors qu'au contraire, vers le Nord de ces Tassilis méridionaux, ces couches atteignent plusieurs centaines de mètres de puissance.

— *Dans le Tassili des Ajjer,* les Géologues de l'Institut français du Pétrole, S. BEUF, O. DE CHARPAL, J. DEBYSER, O. GARIEL et L. MONTADERT (1961-1962) ont prouvé qu'au-dessus des tillites de Felar Felar, s'est établie une sédimentation très homogène fluvio-marine en relation avec un continent situé au SE, le Hoggar étant sans doute recouvert entièrement par ces dépôts. D'ailleurs, à Tirehitine, bien des caractères rappelleraient les conclusions de ces Géologues quant au milieu de sédimentation deltaïque sur les bords de nappes d'eau peu profondes.

— *D'une façon générale, le Cambro-ordovicien, nettement marin au Maroc par exemple, devient de plus en plus continental vers le Sud,* avec des rivages situés vers les Iforas (R. KARPOFF) et vers la boucle du Niger et rien n'indique que le Hoggar ait été une île lors de cette transgression silurienne (les courbes isopaques montrent, en effet, que le Cambrien se terminait en biseau assez rapidement au Nord du Hoggar, renseignement oral G. BUSSON) et plus exactement gothlandienne. On ne peut donc exclure, à priori, cette hypothèse.

Pourtant plusieurs raisons rendent cette datation peu probable :

a) LA TRÈS FORTE TENEUR EN DISTHÈNE NE PARAIT PAS COMPATIBLE AVEC LES CORTÈGES PAUVRES DU PRIMAIRE étudiés en particulier par J. ÉTIENNE au Talak, justement dans cette avancée NS du **Tassili méridional** vers le centre du massif. Au Talak, à la base de la série, à côté de la tourmaline qui existe dans tout le Primaire, le minéral caractéristique est l'anatase. A partir du Viséen, l'anatase est relayée par le grenat, avec dans le Viséen supérieur, une certaine proportion de grenat et épidote

au Sud du Djado, c'est-à-dire à proximité des massifs anciens, mais ceux-ci disparaissent en s'éloignant des massifs. Le Gothlandien contient également du grenat.

Dans les Tassilis du Nord, les géologues de l'I.F.P. ont étudié uniquement le passage vers le haut du Gothlandien aux grès supérieurs : ce cortège est d'abord extrêmement pauvre (zircon, tourmaline), mais il s'enrichit à plusieurs reprises en rutile et anatase. Au contraire **au Sud de la dorsale reguibat**, les études ont porté sur la base des grès, au contact du socle et du conglomérat de base. Or même au voisinage du socle, le cortège est pauvre avec, en plus des minéraux ubiquistes, la présence de grenat et d'apatite mais il se réduit ensuite aux seuls zircons et tourmalines.

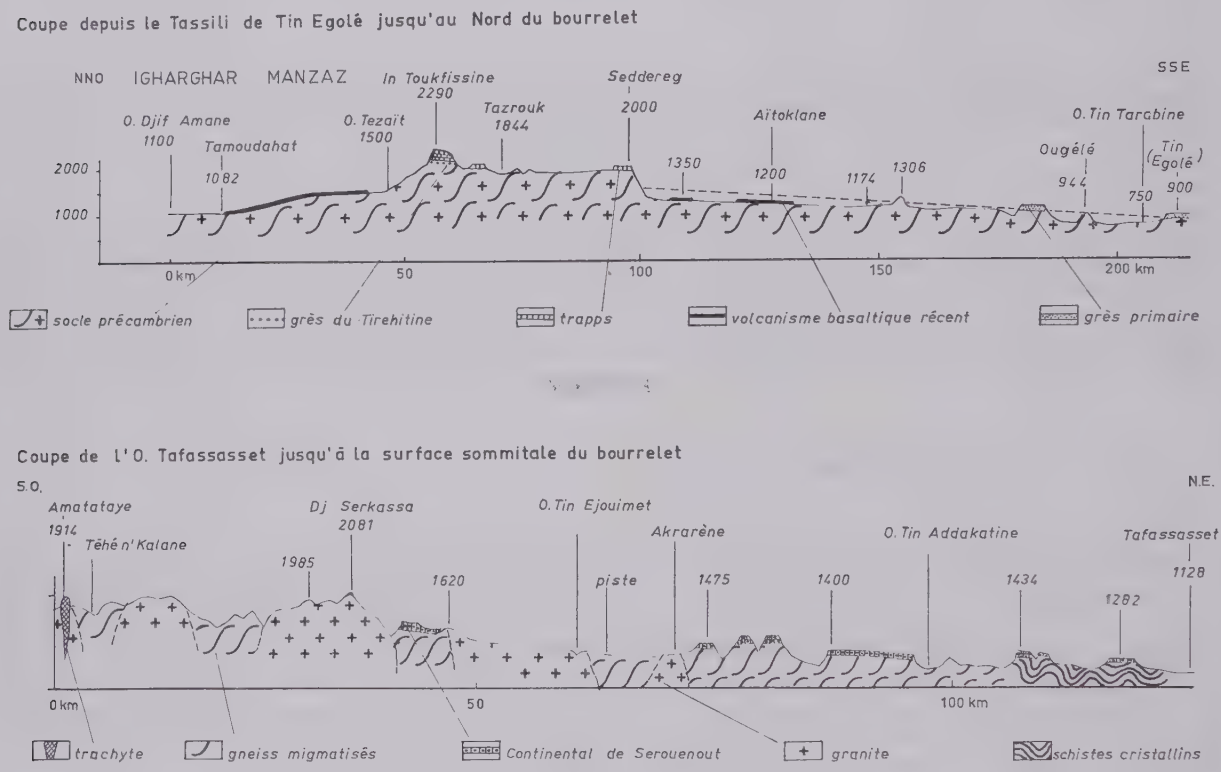


Fig. 37. — Essai de corrélation des grès antévolcaniques de l'Atakor avec les autres formations sédimentaires du Hoggar.

Au Djado (rapport B.R.P., mars 1959, *Mission au Djado*), les grès inférieurs reposant sur le socle sont très pauvres (surtout zircons), puis au Gothlandien et dans les grès supérieurs apparaît l'épidote, minéral pourtant fragile, le grenat (dans les grès supérieurs) et, en petite quantité, la staurotide.

Ainsi le disthène est partout absent dans ces études sur le Primaire, excepté en deux points du Primaire supérieur du Djado où sa teneur est inférieure à 1 % ! Le cortège est toujours extrêmement pauvre et ne se diversifie que très faiblement au contact du socle (dorsale reguibat) ou après le Gothlandien. La présence des grès de Tiréhitine sur le socle ne justifie donc pas cette extrême richesse en disthène. Pourtant G. Millot (1964, p. 279) indique que d'après les forages pétroliers, à la base de la série des grès cambro-ordoviciens, on trouve des feldspaths abondants et des micas qui prouvent que l'altération n'était pas très poussée. Le fait a été confirmé par les observations de surface des Géologues de l'I.F.P. aux Tassilis des Ajjer, où l'on pensait que seule la partie supérieure des grès était feldspathique alors que l'analyse systématique des lentilles sableuses même à la base, montre toujours de 2 à 5 % de feldspaths.

b) Le degré d'altération du socle sur cette pénéplaine. Cette altération, nous l'avons constaté partout, est faible (10 mètres au maximum) à la surface de la vieille « pénéplaine » ou sous les dépôts sédimentaires de l'Atakor. *A la base du Tassili, divers auteurs ont signalé au contraire une très forte altération :* P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 40) indiquent que la « surface d'érosion pré-tassilienne, qui est toujours parfaitement régulière, a subi une altération chimique intense ».

Cette perfection de la surface semble, d'ailleurs également distinguer cette surface de celle, plus irrégulière de l'Atakor. A El Moungar, sous le Tassili, on trouve 50 mètres d'arkoses litées « reposant sur un granite dont l'altération argileuse est visible sur 20 mètres et n'épargne que les filonnets de quartz seulement brisés » (p. 45). « La crypto-décomposition a pénétré très inégalement, tantôt nulle, tantôt dépassant 200 m dans certains batholites granitiques » (p. 62). A la base du Tassili du Sud, L. Lessard signale dans les granites « une zone d'altération d'allure stratifiée dont l'épaisseur peut atteindre 20 mètres » (C. Reboul, H. Moussu et L. Lessard, 1962, p. 82).

Or d'autres observations (J. Follot *dans l'Adrar Ahnet*) *ont montré que les reliefs même granitiques pouvaient subsister sous la couverture gréseuse* et les Géologues de l'Institut Français du Pétrole, en reprenant l'étude systématique du contact, ont montré que la série I des pétroliers (jadis attribuée au Cambrien) reposait en général directement sur le socle sans manteau d'arène, tout au plus par l'intermédiaire d'un sol mince (coupe de l'Assakao par exemple) dans le Tassili des Ajjer. L'altération est souvent décimétrique.

Les études faites sur le massif des Eglab permettent peut-être d'apporter une explication. Elles montrent que le granite n'est presque pas décomposé lorsqu'il apparaît sous la série I (ex-Cambrien) mais qu'il est au contraire très altéré là où il affleure sous l'Infra-cambrien. La très grande période d'altération des granites serait donc l'Infra-cambrien aux Eglab. Or cette conclusion peut semble-t-il être transposée au Hoggar depuis que l'Infra-cambrien des Eglab a été récemment mis en corrélation étroite avec la série pourprée de l'Ahnet par P. Gevin. Dans ce cas, la zone altérée aurait pu avoir disparu au début du Primaire (lors des mouvements calédoniens par exemple) en de très nombreux points du Hoggar et être localement conservée, ce qui expliquerait les différentes observations précédentes.

c) La composition des argiles du Primaire parait très uniformément constituée par de la kaolinite presque pure, comme l'ont montré

A. Oberlin et J.M. Freulon (1958) au Tassili des Ajjer.
P. Birot et J. Pinta (1961) au NE de Fort Gardel (kaolinite bien cristallisée).
L. Lessard qui trouve de la kaolinite dominante et un peu d'illite pour les argiles du Tassili méridional (C. Reboul, H. Moussu et L. Lessard 1962, p. 84).
Les Géologues de l'I.F.P. pour les argiles plastiques micacées à Graptolites du Tassili des Ajjer.
Enfin, les 10 000 analyses effectuées, dans les sondages, par la S.N.P.A. et qui n'ont rencontré que de la kaolinite et de l'illite (G. Millot, 1964, p. 285).

Or à Tiréhitine et au Téhé n'Tsita, la nature des argiles est nettement montmorillonitique.

L'HYPOTHÈSE D'UNE SÉDIMENTATION D'ÉLÉMENTS ARRACHÉS A UNE COUVERTURE PRIMAIRE SERAIT PLUS PLAUSIBLE. Cette hypothèse m'a été suggérée par Mme Gubler, Directeur du Laboratoire de sédimentologie à l'I.F.P. qui remarquait la stratigraphie « inversée » par rapport à celle du Tassili, dans les grès de Tiréhitine :

— *Dans les grès de l'Atakor, les sables sont mieux triés en haut qu'en bas de la coupe* alors qu'au Tassili le classement est meilleur à la base. Ils sont plus feldspathiques vers le haut au Téhé n'Tsita, vers le bas dans le Tassili.

— *Les galets sont essentiellement localisés dans les conglomérats de base au Tassili,* comme dans tout le Sahara (Kheneg et Tlaia et Sebkra el Mellah dans les chaînes d'Ougarta ; base du Cambrien au Tibesti et au Djado) avec un caractère subcontinental. Ces galets sont très fréquemment des quartzites et surtout du quartz avec un diamètre moyen de 5 cm et un émoussé très poussé. Ils forment parfois des poches comme dans la région d'El Moungar à l'Ouest d'Amguid et celles-ci ont pu alimenter des épandages très importants. Ensuite tout le Cambro-ordovicien est étonnamment pauvre en galets. Or, au Téhé n'Tsita l' « invasion » des galets très émoussés est constatée au contraire tout à la fin de la période de sédimentation. Elle fait penser à un étalement sur de très courtes distances à partir de buttes résiduelles, semblables à celles d'El Moungar où les conglomérats s'étalent à l'heure actuelle jusqu'à 30 km de distance avec une épaisseur très uniforme d'un mètre environ.

— *Enfin les argiles de la série III au Tassili sont finement micacées,* comme par exemple l'argile grise finement stratifiée A_5 au Téhé n'Tsita ou les grès pélitiques à très fort pourcentage de muscovite. Elles contiennent des vestiges de coquilles où les Gastéropodes l'emportent sur les Lamellibranches. Peut-on penser que le Lamellibranche roulé trouvé par M. Grékoff et les trois micro-organismes roulés trouvés par Mlle Vachey seraient les vestiges, après remaniement, de ces fossiles primaires ? Dans ce cas de remaniement, la nature de l'argile peut avoir été progressivement modifiée par le nouveau milieu de sédimentation ?

Cette hypothèse est extrêmement séduisante et l'on pourrait la préciser en observant que les grès du ravin A à Tiréhitine pourraient fort bien être un lambeau « en place » avec son conglomérat de base, tandis que, vers l'Ouest, se sédimentaient « à l'envers », les parties supérieures de la butte : argiles compactes et micacées, sables à émoussé fluvio-marin, et enfin les conglomérats répandus en bancs de galets à émoussé « subcontinental ». Or ces éléments ne peuvent dans ce cas provenir de loin,

sinon ils auraient été dispersés, en particulier les galets n'auraient pu garder cette formation en bancs si caractéristique. Il faudrait aussi admettre un enfouissement rapide et après un court trajet pour que ces proportions étonnantes de disthène se soient conservées. Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer la contradiction entre les sables feldspathiques et peu usés et les galets très usés rencontrés vers le haut de la coupe du Téhé n'Tsita et qui ne peuvent être contemporains. Ils peuvent, en effet, avoir été rassemblés là par des ravinements de grès inférieurs tassiliens qui renferment feldspaths et micas à quelques mètres au-dessus d'un conglomérat de galets fluvio-marins. Mais cette hypothèse entraînerait plusieurs conséquences :

a) *L'essentiel de la reconstitution paléogéographique tentée pour la sédimentation prévolcanique dans l'Atakor* serait illusoire. Dans ce cas, seuls les faciès d'altération (O. Temorte, O. Tessemeddete, Afilale, Ouan Télène et Indegane) permettraient de reconstituer les conditions géomorphologiques juste avant les épanchements basaltiques.

b) *La pénéplaine daterait du Primaire mais sa déformation pourrait être bien postérieure,* puisque la sédimentation « inversée » implique un enfouissement rapide et suivi de peu par une protection volcanique. Or les basaltes ne datent certainement pas du Primaire... Toute la longue période intermédiaire aurait permis à l'érosion de réduire la couverture primaire à de petites buttes témoins isolées.

c) *La finesse des éléments constitutifs de cette sédimentation ne permettrait même pas de conclure à une topographie très douce étendue à l'ensemble du Hoggar au moment de la sédimentation.* Il suffirait qu'un lambeau de Primaire, soumis à une déformation tectonique, se désagrège rapidement en livrant ses éléments argileux.

Il était donc très important de multiplier les analyses pour éliminer cette hypothèse « embarrassante ». En fait, un transport à faible distance avec enfouissement rapide ne peut être l'œuvre que du ruissellement. Or celui-ci ne peut avoir donné lieu à une sédimentation en grands bancs horizontaux. De plus des preuves d'une sédimentation originale dans un fond lacustre sont fournies par les traces de plage, de fines stratifications lacustres dans les argiles et de delta sous-lacustre dans les sables. D'autre part, un transport à très courte distance d'un matériel argileux kaolinique n'aurait pas pu donner cette série argileuse qui se modifie si progressivement vers de la montmorillonite presque pure dans l'Atakor.

En revanche, on peut retenir l'hypothèse précédente pour expliquer l'émoussé très particulier de ces galets, qui, de remaniement en remaniement, subsistent très longtemps sur les surfaces successives :

1) *On en rencontre dans diverses régions du Hoggar :*

— Sur le reg : M. Lelubre (1952 a, II, p. 308) signale, plus à l'Ouest, dans le Tanezrouft, qu'« au Nord d'In Temeroueline, toute la région nommée Isoulane Erarenine (les « cailloutis jaunes ») est formée de galets arrondis essentiellement quartzeux » (rive Sud de l'O. Tekouiat actuel). M. Lelubre et B. Guerangé m'ont signalé un gisement du même genre, en 1960, à 20 km environ au Nord de l'Adrar Renaissance, (150-170 km au Sud de Tamanrasset) : les épandages de galets de quartz et quartzites se situent en dehors de tout système hydrographique actuel. Enfin, H. Moussu (C. Reboul, H. Moussu et L. Lessard, 1962, p. 74) signale au pied des reliefs quartzitiques de l'Ahnet et en bordure du Tassili, un reg épais parfois de 6 à 8 mètres, « essentiellement composé de galets de quartz blanc, de 4 à 5 cm selon leur plus grande longueur à la base, et de calibre « œufs de pigeon » en surface ». Ce reg recouvre les petites buttes et l'immense plaine taillée dans la série pourprée de l'Ahnet.

— Sous la grande coulée de l'Ad. Tamtek dans la Tahalra, J.Y. Thebault a signalé également un matériel alluvial conservé sous la coulée et comprenant d'abondants galets essentiellement quartzeux, avec des sables presque essentiellement quartzeux sauf les plus fins, et des oolithes ferrugineuses. D'après les descriptions orales de J.Y. Thébault, ce gisement rappellerait nettement la série du Téhé n'Tsita.

— Enfin, à l'Ouest de l'O. Igharghar, près d'Amguid, un épandage de ces galets recouvre directement les sédiments marins de la transgression « cénomanienne » (P. Birot, R. Capot Rey et J. Dresch, 1955, p. 45).

2) *On les retrouve dans les massifs de l'Aïr et des Iforas.*

R. Capot-Rey (1951) signale « de grands regs semés de cailloux roulés de quartz au Nord des Iforas » où la surface fossile d'ailleurs est précrétacée, « jonchée de dragées de quartz » et R. Karpoff a également signalé de telles formations au Sud de Takalout.

— L'analogie avec l'Aïr est plus remarquable. J. Vogt et R. Black (1963) ont décrit de vastes regs d'épandage à galets émoussés, qui avaient déjà été signalés par J. Dresch (1959). Ces galets sont « rebelles à l'altération (quartz et quartzite) et s'étendent sur la bordure sédimentaire de l'Aïr, surtout au Sud d'Agadès ». Ils ont un émoussé aussi poussé que les galets du Téhé n'Tsita (300 400 pour $2r^1/L$; 350 530 pour $2r^2/L$) avec un diamètre moyen un peu plus fort (5 cm), ce qui limite un peu la portée de cette comparaison des émoussés. Cependant ils sont également antérieurs au volcanisme: « des quartz roulés ont aussi été observés sous les basaltes altérés de la région d'El Meki », « la bordure des basaltes est jalonnée par des cailloutis essentiellement quartzeux

dont le calibre et le degré d'usure sont très variables, mais néanmoins homogènes en un point donné. Notons en particulier des galets de l'ordre de 5 cm en forme d'œuf » (p. 7). Les photos publiées dans cet article sont exactement semblables dans le détail, comme pour les paysages d'ensemble, à celles de l'Issemdel ou de l'Eferezi. Cette similitude est extrêmement frappante et J. Vogt qui a vu aussi le gisement de galets de l'O. Rechla au Hoggar a pu rapprocher très précisément ces nappes de galets du Hoggar et celles de l'Aïr.

Dans l'Aïr, J. Dresch, pensait au remaniement d'anciens grès au Quaternaire ; J. Vogt et R. Black repoussent le premier remaniement avant la période volcanique puisque les galets se situent déjà sous les coulées. La comparaison en est donc renforcée. Or la similitude est plus accentuée encore depuis la découverte par J. Vogt et R. Black de deux lambeaux de grès sur la vieille surface de l'Aïr entre 1 400 et 1 700 m d'altitude. Celui de Tamgak avec son conglomérat de base à quartz arrondis de 0,5 à 2 cm de diamètre et ses grès à ciment gris pourrait très bien ressembler aux grès inférieurs A de Tiréhitine. *Ces deux vieilles surfaces sommitales de l'Atakor et de l'Aïr ont donc été recouvertes par une couverture gréseuse* (50 *mètres d'épaisseur au Tamgak*) *puis exhumée et les galets très émoussés et quartzeux dérivent de cette ancienne couverture.* Le grand avantage de la couverture sédimentaire de l'Atakor pour les reconstitutions paléogéographiques provient de ses faciès très différenciés.

R. Black, au cours d'un entretien, m'a indiqué qu'à son avis cette couverture gréseuse devait être considérée comme « Continental intercalaire » car, s'il n'avait pas trouvé de bois silicifiés interstratifiés dans les grès, il en avait ramassé un certain nombre sur les regs autour des grès, par un remaniement presque sur place. D'autre part, des galets identiques existent dans le Crétacé daté au Sud et Sud-Ouest d'Agadès. Ces nappes de galets, dans l'Aïr comme aux Iforas, paraissent donc jalonner une surface exhumée d'une couverture de Continental intercalaire plutôt qu'une surface prétassilienne.

II. — UNE COUVERTURE MÉSOZOIQUE ?

1) *COMPARAISON AVEC LES GRÈS DE SEROUENOUT.*

A une centaine de kilomètres (comme pour les grès primaires mais ici au NE) commence, au pied Est du Tezzefi (SE de la carte « Amadror » I.G.N. 1/200 000) une série de lambeaux sédimentaires rapportés au Mésozoïque. Ces roches sédimentaires s'étendent sur près de 5 000 km², avec des épaisseurs dépassant la centaine de mètres. Elles ont été groupées sous le nom de « série continentale de Serouenout ». Elles ont été signalées par M. Lelubre (1952 a, II, p. 288), puis étudiées par P. Bordet (1954), puis par J.M. Rémy (1959) et par P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955). De leurs descriptions, il ressort une série de points de comparaison, ou plutôt des analogies car il est plus discutable de comparer à distance des formations du Continental intercalaire, que du Primaire marin :

a) *Similitude de position entre les basaltes horizontaux qui les surmontent, et un plancher de socle cristallin* « qui n'a subi qu'une altération chimique modérée », de sorte que « la surface de base est particulièrement rigide quand elle apparaît en coupe » (P. Birot, R. Capot Rey et J. Dresch, p. 34) ;

b) *Série surtout gréseuse,* avec des successions de grès rouges ou roses (vers la base), bariolés, puis blancs ou jaunes, puis les alternances de grès argileux et de grès quartzites, évoquant un climat semi-aride, mais non franchement désertique (P. Birot, R. Capot Rey et J. Dresch, 1955). Ces sables grossiers et quartzeux renferment quelques microclines ; le ciment est ferrugineux ou siliceux et de la silice crypto-cristalline agglutine d'anciens sables plus fins ; le classement de ces sables est très mauvais. Tous ces arguments sont cités par J.M. Remy (thèse manuscrite, p. 42), pour interpréter ces grès comme le résultat d'apports détritiques dans un bassin fermé. Enfin, J.Y. Thébault (1961, p. 33) par l'étude morphoscopique des sables (60 à 80 % de NU, 20 à 40 % de ronds mats picotés) conclut également à un faible transport et une action éolienne notable ;

c) *Les galets roulés de quartz blanc sont présents à la base, mais beaucoup plus gros qu'à Tiréhitine* puisqu'ils arrivent à peser « plusieurs dizaines de kilos » (P. Bordet, 1954). Puis dans la coupe, on rencontre « des conglomérats quartzeux dont les éléments sont de petite taille et mal roulés » (P. Birot, R. Capot Rey J. Dresch, 1955). Pourtant J.M. Rémy pense que « les galets représentent selon toute vraisemblance, d'anciennes plages » avec un faciès littoral très net sur les bordures. Ce fait pourrait les rapprocher du Téhé n'Tsita, mais aucune mesure précise n'a été faite;

d) *Vers le haut,* P. Bordet (1954) *signale une phase lacustre à sédimentation calcaire,* J.M. Rémy des silexoïdes et P. Birot, R. Capot Rey et J. Dresch (1955) une « croûte siliceuse violacée », caractères qui sont inconnus à Tiréhitine. La présence certaine d'une sédimentation calcaire n'est prouvée que dans l'O. Tessemeddet pour le grès final ;

e) *Ces formations, peu étudiées, ont l'avantage de renfermer des traces d'organismes :* tubulures verticales de 4-5 cm de diamètre, Gastéropodes coniques indéterminables et surtout les bois silicifiés découverts par P. Bordet et identifiés par E. Boureau, qui ont permis de dater ces formations du Continental intercalaire.

Je n'ai eu l'occasion de séjourner à Serouenout qu'une seule journée, qui m'a cependant permis de comprendre à quel point ce gisement était hétérogène. On trouve en effet des grès a des altitudes extrêmement différentes et avec des faciès très variés.

Ainsi, juste au Nord du bordj de Serouenout, la haute colline de Seksen Ahni est taillée dans le socle sur près de 200 mètres de versant (les cotes de la carte I.G.N. : 1 150-1 554 indiqueraient 400 mètres de haut pour cette butte, ce qui est manifestement une erreur) surmonté d'un simple chapeau d'une vingtaine de mètres de grès grossiers avec de petits gravillons de quartz anguleux, de grès très fins et très cimentés de couleur blanche, contenant des empreintes de végétaux peu déterminables [1] enfin des jaspes et des silex (silicification sans doute lacustre). Aucun de ces faciès ne rappelle les grès de l'Atakor.

A plus de 200 mètres plus bas, au niveau du reg du pied de la butte, au N-NE du bordj, une autre coupe montre :

— A la base des schistes cristallins altérés sur 2 ou 3 mètres en sables argileux rouges à rose violacé. Cette argile analysée au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) contient environ 50 % de montmorillonite, 30 % d'illite et 20 % de kaolinite bien cristallisée, ainsi que de la gœthite. Cette composition, tout comme l'allure de l'échantillon, rappelle beaucoup celle du sol rouge à la base des grès de la coupe A, à Tiréhitine.

— Or, au-dessus vient une dalle de grès blancs quartzitiques, épaisse de 1 à 2 mètres extrêmement dure, avec des stratifications entrecroisées encore plus ou moins visibles. Puis, on passe à un grès rouge moins cimenté renfermant des gravillons de quartz et de belles stratifications entrecroisées. L'épaisseur totale est de 10-15 mètres.

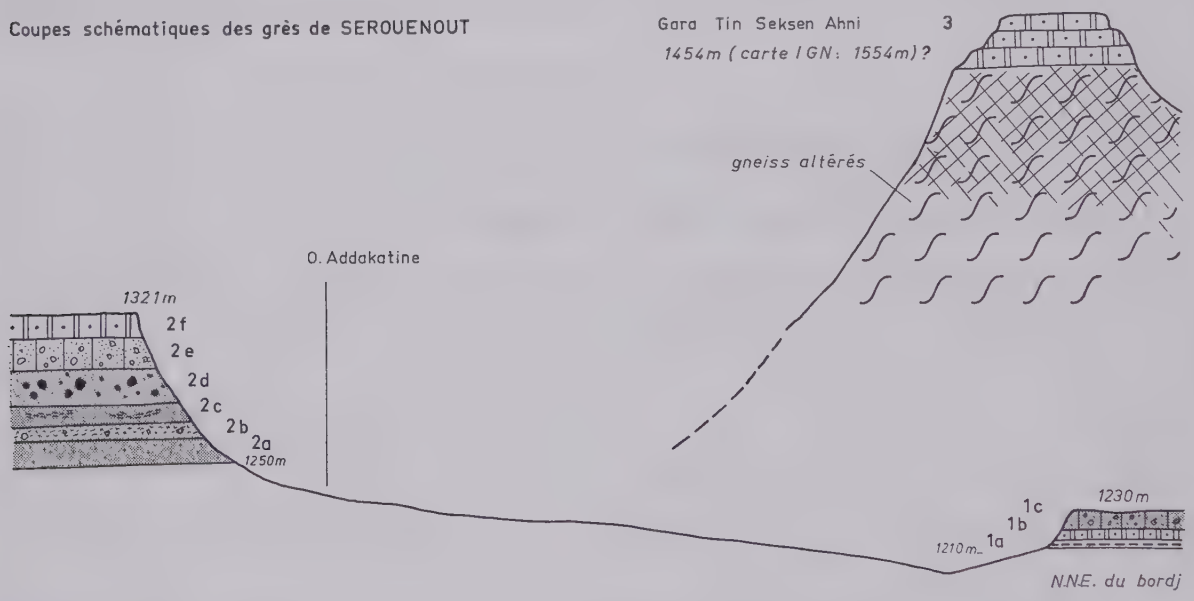


Fig. 38. — Coupes schématiques des grès au voisinage du bordj de Serouenout. Au NNE du bordj : 1a - sol rouge (2-3 m) sur des schistes cristallins ; 1b - dalle de grès quartzites (2-4 m) ; 1c - grès rouge à gravillons de quartz. Dans l'O. Addakatine : 2a - sables très hétérométriques rouge brique (10-20 m) ; 2b - grès violet clair, peu argileux, en bancs horizontaux (5-10 m) ; 2c - sables rouges à stratifications entrecroisées et lits argileux (10 m) ; 2d - grès gris à violet pâle contenant graviers et galets de quartz (20 m) ; 2e - grès jaunâtres à stratifications sub-horizontales (20 m) ; 2f - dalle blanche silicifiée. Enfin, sur la Gara Tin Seksen Ahni, des gneiss très profondément altérés supportent plusieurs dalles siliceuses contenant des bois fossiles.

Enfin à 8 km à l'O-NO, sur le bord du grand plateau (16 × 10 *km*) *sur la rive droite de l'O. Addakatine,* une très belle coupe débute à environ 40 mètres plus haut que la précédente. Ici les grès ont une épaisseur de près de 80 à 100 mètres et des faciès très différents des précédents :

— A la base 10 à 20 mètres de grès arkosiques argileux assez peu consolidés, de couleur rouge brique. Ces sables sont très hétérogènes et contiennent encore beaucoup de feldspaths et de la biotite, à la différence des grès précédents. Les grains de quartz sont légèrement émoussés : 34 % d'angles émoussés et 66 % d'anguleux. D'après l'analyse thermique différentielle et les rayons X, l'argile paraît être une kaolinite dominante, associée à de l'illite et un peu de montmorillonite ;

1. Ces empreintes de fragments de bois incorporés à la roche sont la preuve que ces bois silicifiés ne sont pas remaniés, mais bien de la même époque que le dépôt.

— Puis 5 à 10 mètres de grès, violacé clair à lie-de-vin, renferment de très rares galets de quartz, moyennement émoussés. Ces grès se présentent en grands bancs plus ou moins horizontaux (avec formation d'abris sous roche). Ils sont parfois gris à taches argileuses ;

— Puis 10 mètres de grès rouges à stratification entrecroisée ou horizontale, avec des lits argileux gris de quelques décimètres d'épaisseur ;

— Puis environ 20 mètres de grès gris à violet pâle, à sables assez grossiers et hétérométriques contenant des graviers et des galets de quartz bien émoussés de 1 à 10 cm de diamètre ;

— Puis environ 15 mètres de grès jaunâtres, plus cimentés à stratifications plus ou moins horizontales;

— 8 à 10 mètres de grès quartzites en dalle très blanche et très dure.

Cette dernière coupe par l'aspect de ses grès et par l'émoussé de ces galets de quartz rappellerait assez bien certains faciès de l'O. Tiréhitine, en particulier les grès inférieurs de la coupe A. Cependant, les colorations sont ici plus vives. D'après les échantillons que j'ai rapportés de Serouenout G. Busson m'a indiqué que ces faciès font penser tout à fait à celui de Taouratine (Crétacé inférieur) et excluent plutôt le Jurassique. *Cependant vu la diversité des faciès et des positions topographiques, on peut se demander si toutes ces coupes appartiennent à la même époque et si certaines ne seraient pas plutôt des témoins isolés de Primaire ou de toute autre période* (fig. 38). L'absence d'étude précise sur les grès de Serouenout rend donc toute comparaison illusoire pour l'instant. Pourtant, l'étude des minéraux lourds effectuée sur dix échantillons (Lab. Sédimentologie I.F.P.) que j'avais prélevés à raison de 3 sur la première coupe, 3 sur celle du N-NE du bordj et 4 sur celle de l'O. Addakatine tend à rapprocher ces trois coupes puisque *tous les cortèges sont extrêmement pauvres (zircon, tourmaline,*

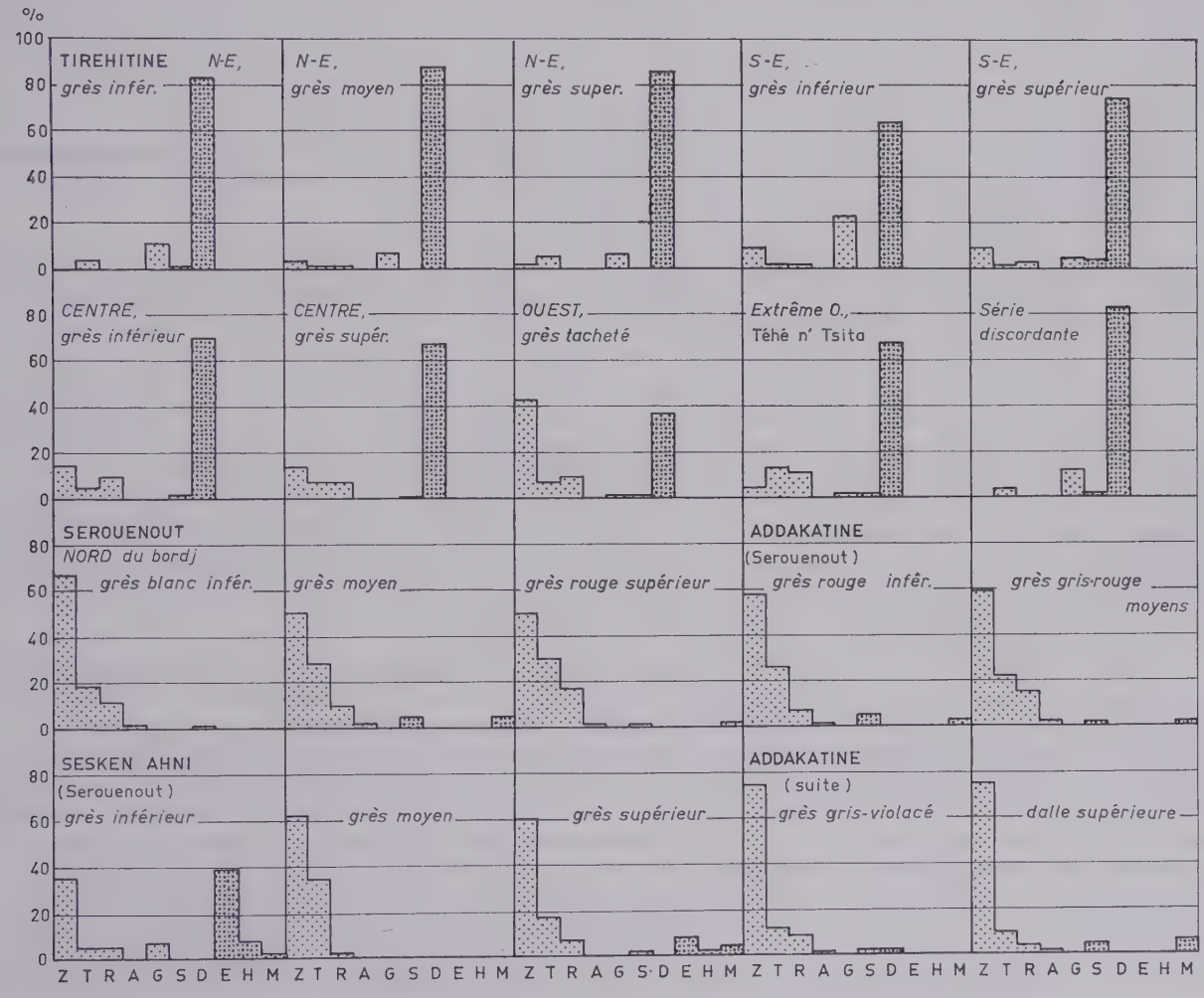


Fig. 39. — Pourcentages des minéraux lourds dans les grès de Tiréhitine et de Serouenout. A Tiréhitine, les grès NE correspondent à l'amont de l'Oued A, les grès SE à la rive gauche de cet Oued A ; les grès du centre proviennent du thalweg de l'Oued C, et les grès Ouest de l'Oued B. A Sérouenout, trois prélèvements ont été faits au N-NE du bordj, trois autres à différents niveaux des dalles silicifiées de Seksen Ahni, et quatre dans la coupe d'Oued Addakatine. L'opposition est brutale entre les deux types de cortège.

rutile) avec une petite exception pour la coupe de Sesken Ahni (la plus haute). Celle-ci s'individualise par des teneurs moyennes en zircons et rutile, relativement forte en tourmaline, mais aussi en grenat, hornblende et un peu de monazite, des traces de sphène et apatite et surtout de 8 à 39% d'épidote. Ce cortège comprend donc davantage de minéraux altérables mais cette coupe est-elle plus ancienne (les autres étant emboîtées) ou plus récente (phase finale de l'ennoyage des reliefs) ? *Le disthène est complétement absent alors que des gneiss à disthène sont connus dans le bassin versant* [1]. Cette pauvreté en minéraux altérables indiquerait une altération relativement forte, qui peut être postérieure (lors de la circulation des eaux siliceuses ?) ou de longs remaniements. Dans les bassins sédimentaires, le Continental intercalaire semble contenir de fortes proportions d'ubiquistes car il est généralement un remaniement du Primaire. Or ici nous constaterions la même chose, mais directement sur le socle. Cette remarque paraît générale, car l'analyse des minéraux lourds d'un échantillon provenant d'une autre coupe de Serouenout et qui m'a été remis par P. Birot avant que je puisse aller moi-même à Serouenout, avait donné une très forte proportion de zircons, avec des tourmalines nombreuses, rutile et hornblende verte rares, et des traces de monazite et d'anatase (analyse J. Étienne, C.E.P.).

Conclusion : cette comparaison était indispensable a cause de l'existence même de ce bassin sédimentaire proche et « connu » (mais très superficiellement !). Mais elle ne prouve absolument pas que les grès de l'Atakor ne sont pas du Continental intercalaire.

Serouenout est un gisement très hétérogène où l'on a fait des reconstitutions paléogéographiques variées et apparemment contradictoires : bassin fermé semi-aride, alors que les espèces actuelles les plus voisines des bois silicifiés sont, comme le remarquent P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 34), les Araucarias de la zone subtropicale humide, mais avec, il est vrai, un parenchyme plus développé, ce qui serait un indice d'adaptation à la sécheresse.

Serouenout ne fournit qu'une séquence, sans doute semi-aride, lors de la sédimentation qui a comblé une ancienne cuvette. Mais le Continental intercalaire est une période extrêmement longue, avec des épisodes climatiques variés où alternent :

— *Des périodes tropicales sèches* prouvées en plusieurs endroits et en particulier à Serouenout par ces Mollusques capables de résister à la sécheresse (leurs coquilles se fermant hermétiquement entre les périodes d'humidité) : « on doit penser que le Sahara central a connu pendant le Crétacé inférieur, un climat semi-désertique règnant sur une région qui comportait des lacs et des cours d'eau temporaires et violents » (A. de Lapparent et D. Mongin, 1959) ;

— *Des périodes tropicales humides* prouvées en particulier par les Dinosauriens du Crétacé inférieur et du Cénomanien inférieur, qui sont de « lourds herbivores » (ex. Sauropodes) (A. de Lapparent, 1958). La magnifique reconstitution paléogéographique de A. de Lapparent (1960) portant sur 32 gisements situés au Nord et au Sud du Hoggar se rapporte au Crétacé situé exactement sous la transgression cénomano-turonienne. Donc tout à la fin du Continental intercalaire, les Dinosauriens vivaient autour de vastes zones marécageuses du type du Tchad actuel, à sédimentation d'argile rouge de type tropical (dans lesquelles vivaient des Unios, Paludines, Desertella), avec des fortes variations de niveau (les Ceratodus à double respiration). Des fleuves aboutissaient à ces lacs (gros Gastéropodes des grands fleuves africains actuels), accompagnés de marécages (crocodiles, tortues). Les terres émergées étaient occupées par des forêts d'arbres de 20 mètres de haut, les Araucariées. « Le climat était loin d'être désertique », il était tropical, humide dans les zones basses et permettait l'existence de vastes forêts sur les terres émergées. D'ailleurs, tous ces gros herbivores fossiles exigeaient une végétation très abondante.

Or les sédiments où ont été trouvés ces vestiges paléontologiques ne ressemblent pas à Serouenout : dans la série d'In Abangarit, comme à Timimoun, la série débute par des grès à dragées de quartz (« conglomérat à dragées de quartz jaunes » à Timimoun) et des argiles rouges à stratification de deltas fluviatiles. Puis au-dessus (In Abangarit, el Goléa) des argiles lacustres rouges et vertes qui pourraient appartenir au Cénomanien. D'après les descriptions que j'ai pu lire de ces séries, *elles se rapprochent au contraire, très fidèlement, de la coupe de Tiréhitine avec ses grès deltaïques à dragées de quartz et ses formations lacustres d'argile rouge extrêmement fine.* D'ailleurs A. de Lapparent remarque que, lorsque ces séries reposent directement sur le socle, elles commencent aussitôt par ce faciès fluvio-lacustre, ressemblant au Wealdien d'Europe, alors que lorsqu'elle repose sur le Carbonifère par exemple, elles comportent à la base une forte sédimentation gréseuse. Cette série est extrêmement homogène à 1 200 km de distance, au Sud et au Nord du Hoggar. D'ailleurs en voyant le gisement de Tiréhitine, R. Coque avait aussitôt fait un rapprochement avec le faciès wealdien du Sud Tunisien avec ces grès

1. Le disthène existe dans les micaschistes du bourrelet au Sud de Serouenout, dans ceux situés au Nord (C. Reboul, H. Moussu et L. Lessard 1962, p. 46) dans l'Amadror (p. 12) et à l'E. de la Tefedest dans la série de Tin Essertes (p. 13).

blancs plus ou moins ferruginisés à dragées de quartz et ces argiles grises à rouges très compactes (P.F. Burollet, 1956).

2) *LES GRÈS DE L'ATAKOR PARAISSENT BIEN APPARTENIR AU CONTINENTAL INTERCALAIRE, MAIS SERAIENT POSTÉRIEURS A CEUX DE SEROUENOUT :*

a) L'étude des minéraux lourds apporte un argument en faveur de cette appartenance au Continental intercalaire, car plus à l'Est, une séquence à disthène oppose aussi les grès de Nubie au Primaire. En effet au Sud du Djado, donc à proximité du Tibesti, les Géologues du B.R.P. ont trouvé jusqu'à 5 % de disthène dans ces grès, ce qui, dans un bassin sédimentaire et après transport, peut être considéré comme l'équivalent des très fortes teneurs trouvées dans l'Atakor sur le socle. Ce disthène marque une phase de fourniture de matériel frais par les massifs du socle.

D'après des renseignements oraux que m'a amicalement transmis J. Etienne, le « post-tassilien » comprendrait beaucoup d'épidote, de la staurotide « rare à très rare », et c'est avec le grès de Nubie que le disthène augmente jusqu'à être « fréquent », la staurotide étant « assez rare ». D'autre part une série de 82 analyses effectuées à la S.N. REPAL (1954) et que m'a aimablement communiquée C. Tempère, montre qu'à la bordure de l'Atlas saharien une coupure nette existe entre le cortège minéralogique du Barrémien-Aptien formé de minéraux très résistants (zircon, tourmaline, rutile) et celui de l'Albien-Cénomanien comprenant des minéraux bien plus altérables (staurotide, disthène), en petites quantités, mais suffisantes pour établir un faciès minéralogique particulier pour cette période. Cette modification se retrouve en effet tout au long de l'Atlas de l'Ouest à l'Est de l'Algérie.

b) La série de Tiréhitine peut avoir existé aussi a Serouenout mais faute de protection volcanique immédiate, elle aurait été érodée. L'intense silicification des grès supérieurs avec formation de jaspes et de « meulière sédimentaire » (P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch, 1955, p. 34) pourrait être les vestiges d'une phase de biorhéxistasie contemporaine de l'épisode lacustre de Tiréhitine. Or J.M. Remy (1959) place les grès de Serouenout en relation avec les dépôts marins d'Amguid, du Damergou et de Bilma c'est-à-dire à l'extrême fin du Crétacé ? Cette précision me paraît abusive, car E. Boureau m'a précisé au cours d'une conversation en mars 1963 que le seul bois bien « datable » à Serouenout était *Weichsalia reticulata*, tandis que Dadoxylon n'apportait qu'une datation très vague. Or l'explosion des Weichsalia semble se situer à l'Albien où le nombre des spécimens est de 10 à 30 fois plus nombreux que dans les couches soit jurassiques soit cénomaniennes. *Il y a donc une très forte probabilité pour que les bois silicifiés de Serouenout remontent à l'Albien.*

c) L'interprétation morphologique de Serouenout est très différente de celle de Tiréhitine :

1) **A Serouenout,** la succession peut s'interpréter comme le passage d'une *phase d'érosion brutale* (avec des blocs de plusieurs dizaines de kilos) fossilisant des plaines d'érosion à inselbergs » « avec certains reliefs vigoureux mais clairsemés » (P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch, 1955, p. 34) à *des conditions plus stables (dépôts de meulière)*. J.M. Rémy décrit au voisinage du Tellerteba, des bancs de conglomérats importants à galets de gneiss prouvant que des reliefs gneissiques existaient encore et ont été progressivement fossilisés. La surface de maturité a donc été réalisée seulement à la fin du dépôt des grès de Serouenout et P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch pensaient que « les surfaces culminantes de de l'Ahaggar représentaient le résultat d'une phase d'aplanissement concomitante » (de ce remblaiement).

2) **Au contraire, dans l'Atakor,** la succession des grès pélitiques et des argiles très fines indique des *conditions d'équilibre morphologique* avec de grands organismes fluvio-lacustres, tandis que vers le haut, on constate progressivement l'arrivée d'éléments détritiques grossiers impliquant une *reprise d'érosion*, dégageant les reliefs de collines enfouies précédemment, excepté l'inselberg isolé du Serkout qui dominait encore largement cette surface.

d) Cette période de stabilité vers laquelle tendent les dépots de Serouenout et a partir de laquelle dérivent les dépots de l'Atakor est, selon toute probabilité, la période de la transgression marine du Crétacé supérieur. Celle-ci se caractérise tout autour du Hoggar et même à la périphérie de l'Afrique occidentale (études de G. Millot en particulier) par un arrêt de toute sédimentation détritique et son remplacement par un dépôt purement chimique :

1) **A un peu plus de 300 km au Nord de notre gisement,** C. Kilian (1930) **avait signalé dès 1930 l'existence du Crétacé marin à l'Ouest d'Amguid.** Il s'agit de calcaires récifaux,

dolomitiques ou en plaquettes avec des apports sableux localement. C. KILIAN pensait à l'invasion de la mer dans une « ria » d'époque secondaire ayant subsisté jusqu'à l'époque actuelle. Quand on voit la raideur des versants et leur hauteur de commandement, cette hypothèse est assez choquante. P. BIROT, R. CAPOT-REY et J. DRESCH (1955) ont montré que le Crétacé paraissait effondré par rapport au socle ancien (p. 45) et que cette tectonique se poursuivait encore à l'époque würmienne (p. 48), entraînant une véritable inversion de la clé de voûte du bombement d'Amguid en fossé tectonique. *La position actuelle du dépôt n'impliquerait donc pas un relief vigoureux à l'époque cénomanienne.*

2) C. KILIAN (1945, p. 77-78) **a retrouvé le Crétacé marin (calcaires et marnes) au Sud du Hoggar** dans la « Patte d'Oie » de l'O. In Azaoua, vers 700 mètres d'altitude. Ici à l'Ouest de l'Aïr, le Cénomano-Turonien a atteint le 19e parallèle, tandis que le Crétacé supérieur et l'Éocène s'arrêtent au 18e, les terrains dégagés étant recouverts de latérites.

3) **A l'Ouest du Hoggar, cette transgression a été abondamment décrite, avec son faciès peu profond,** indiquant un régime marin précaire :

— R. FURON et N. MENCHIKOFF (1935) ont signalé au Tanezrouft des argiles gypsifères, puis des marnes sénoniennes et éocènes avec toujours un faciès lagunaire. Plus récemment, M. BOURGEOIS a montré que commençant au Cénomanien (calcaire, marnes), l'avancée s'est poursuivie en s'amenuisant jusqu'au Maestrichtien. Puis dès le Sénonien, la série lagunaire reprend avec des marnes, calcaires (Gastéropodes, Huîtres, Ammonites) et quelques grès. Elle marque le retrait de la mer : l'Eocène n'est plus représenté que par des faciès de calcaires lacustres continentaux ;

— R. KARPOFF (1947, p. 25-26) signale au N et NO des Iforas, la présence de calcaires lacustres ou marins reposant directement sur le socle à la fin du Crétacé, puis des grès et argiles gypsifères ou phosphatés au Danien, marquant le début de la régression marine jusqu'à l'Eocène.

e) CETTE PHASE DE SÉDIMENTATION SURTOUT CHIMIQUE EST INCONNUE DANS L'ATAKOR, bien que partout dans la série existe de légers indices de calcite en concrétions dans les argiles, ou en ciment dans quelques grès. Mais le problème reste posé au sujet de **la série de l'Imadouèzène :**

1) M. LELUBRE **avait décrit cette série (1952 a, II, p. 285), située au SO de celle de Serouenout** mais à une altitude plus forte (1 600 mètres au Sud, elle s'abaisse à 1 400 m au Nord avec une pente de 1° environ, tandis que les grès de Serouenout passent de 1 148 à 1 400 mètres en 18 km). Elle semble avoir un faciès très particulier, en deux parties :

— *Détritique à la base,* formée de grès fins jaunâtres et de psammites très lités (sédimentation de mica blanc qui fait penser aux pélites micacés à muscovite de Tirehitine) avec des grès plus grossiers et un conglomérat de base épais et horizontal. La surface de base n'est pas horizontale. Tout cela pourrait faire penser à la partie inférieure des grès de l'Atakor ;

— *Chimique au-dessus* avec des jaspes rouges ou noires en assise épaisse passant à des « roches ocreuses compactes », puis « blanches, légères, litées, à allure crayeuse ». Le tout est recouvert par les basaltes.

2) **Cette étude a été reprise par** J. ARÈNE (1961) **:**

A la base, le socle granitique est arénisé et rubéfié sur quelques mètres. Au-dessus le banc de galets mesure 0,5 mètre d'épaisseur jusqu'à 2,5 m (Sud-Est). Ces galets sont presque essentiellement quartzeux (exceptionnellement quelques granites, gneiss, rhyolites), et souvent anguleux mais au SE, ils sont nettement arrondis et dans un cas, présentent une usure fluviatile certaine.

Puis sur 9-10 mètres, viennent des grès jaunes ou rougeâtres. Les sables sont assez différents de ceux de Serouenout :

— Surtout quartzeux, ils renferment une proportion notable de feldspaths (microcline) de muscovite et même quelques biotites altérées ;

— Ils sont nettement moins riches en « ronds mats » qu'à Serouenout. J'ai pu le constater d'ailleurs sur un échantillon prélevé par J.Y. THÉBAULT qui m'a paru extrêmement proche des grès blancs de la coupe A^1-A^2 de Téhé n'Tsita avec une prédominance de grains anguleux, surtout dans les tamis 1,5, 1,25, 0,83 mm. Au-dessous, quelques grains éolisés apparaissent ainsi que des fragments de grès siliceux plus anciens. En plus du quartz, on remarque de très nombreuses concrétions blanches, comme au Téhé n'Tsita [1];

— Le classement est plus mauvais qu'à Serouenout (Hé compris entre 0,4-0,9) dû sans doute à la proportion plus forte de grains éoliens à Serouenout ;

— Le calibre moyen (0,95-1,8) est plus fort qu'à Serouenout (0,45-0,49), mais là aussi doit intervenir l'influence éolienne à Serouenout où ce sont les sables fins qui sont les mieux classés.

Sur les grès viennent des tufs et des calcaires rubannés soulignés par des traînées de calcédoine. Ces calcaires contiennent des Coccolithes et, dans un bloc calcaire, éboulé malheureusement, J. ARÈNE

1. Sur cet échantillon a été effectuée une analyse de minéraux lourds à la C.E.P. qui confirme un cortège assez varié où apparaissent des hornblendes vertes, la staurotide, la sillimanite, l'apatite à côté des zircons. Ce cortège est donc nettement plus varié que celui de Serouenout.

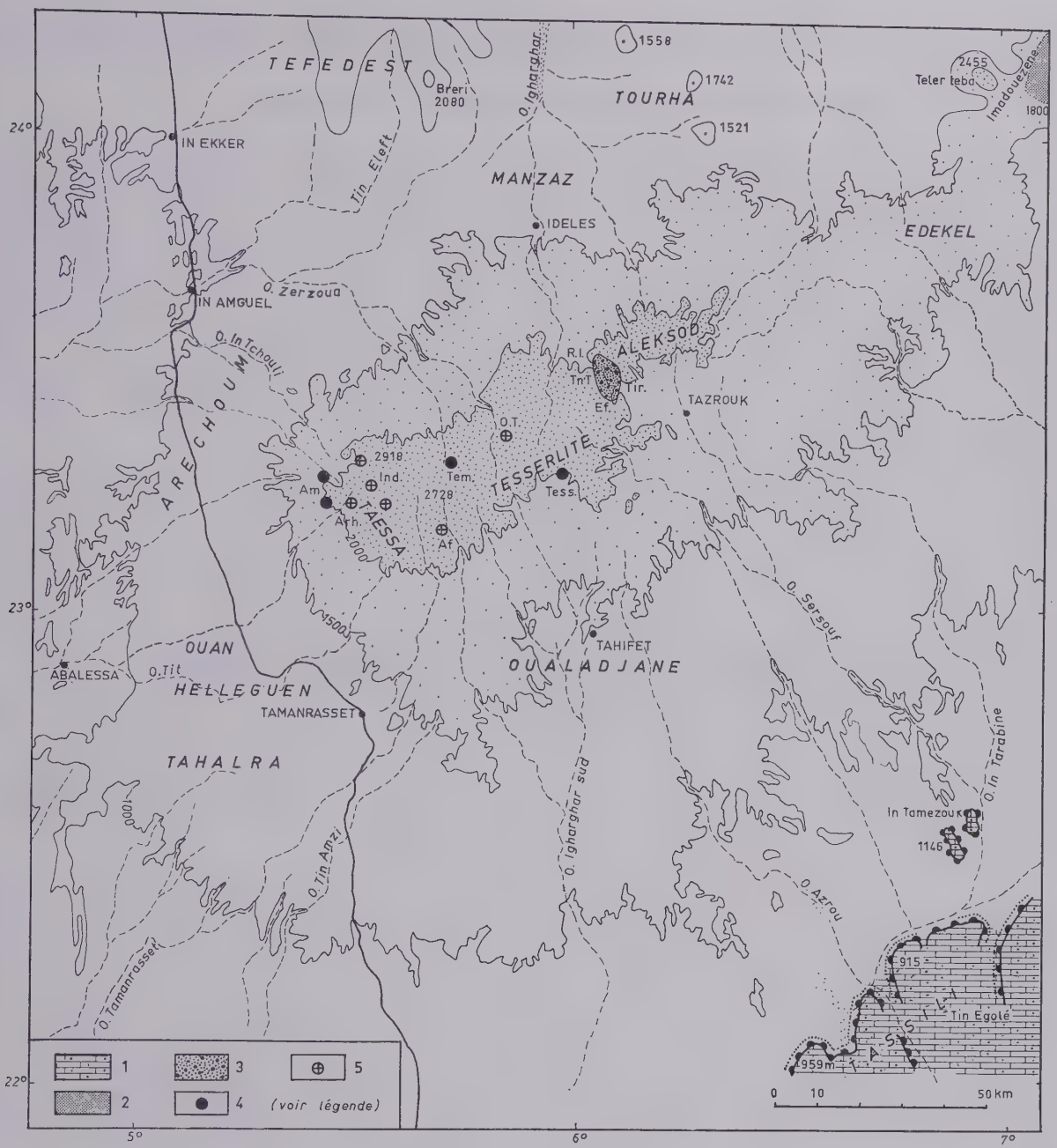


Fig. 40. — Carte de localisation des principaux gisements sédimentaires antévolcaniques : 1 - les grès primaires des Tassilis méridionaux ; 2 - la série des grès de l'Imadouézène, attribués au Continental intercalaire ; 3 - les « vieux grès » et leur remaniement autour de l'In Toukfissine (Tir = Tiréhitine, Ef = Eferezi, Tn'T = Téhé n'Tsita, RI = Ras Istène) ; 4 - autres gisements de grès de l'Atakor (Tess = Tessemeddet, Tem = Temorte, Am = Amdjer) ; 5 - les gisements d'arkoses et d'altération du socle antérieures au volcanisme (Af = Afilale, O. T = Ouan Télène, Ind = Indégane, Arh = Arhil). Les gisements en bordure de la Taessa sont localisés plus précisément sur la figure représentant ce massif dans le chapitre sur les granites (fig. 100).

a trouvé une empreinte de Poisson, qui paraît être un Coelacanthe, poisson d'eaux marines (déterm. J.P. Lehman).

3) **On peut se demander si ce lambeau sédimentaire ne serait pas l'indication d'une incursion marine très brève** dont le témoignage serait conservé grâce aux basaltes. La série fluvio-lacustre de Tiréhitine-Téhé n'Tsita serait contemporaine de cette phase d'adoucissement général du relief avec faciès lagunaire ou marin, qui paraît caractériser toute

LA MORPHOLOGIE DE CETTE ÉPOQUE. Tout en étant conscient de sa fragilité, je proposerai cette hypothèse pour l'interprétation de la couverture qui a fossilisé partiellement la vieille surface du bourrelet central.

3) *LES CONSÉQUENCES TECTONIQUES DE CETTE HYPOTHÈSE :*

a) CETTE HYPOTHÈSE EMPÊCHE DE CONSIDÉRER LE TALUS AU NORD DU BOURRELET CENTRAL COMME UN ESCARPEMENT DE LIGNE DE FAILLE FOSSILISÉ PAR LES GRÈS DE SEROUENOUT. Cette hypothèse peut être suggérée par comparaison avec l'Aïr où J. DRESCH (1959), puis J. VOGT et R. BLACK (1963) ont émis l'hypothèse que les grès crétacés « escaladent » le Goundaï à son angle NE au-dessus de Tin Tarallé pour se terminer en biseau sur la surface sommitale. Or dans l'Aïr aussi, cette interprétation a été discutée par H. FAURE qui voit dans le fossé de Tin Tarallé, non pas une zone de sédimentation localisée, mais un fossé dû à la tectonique postérieure. *Dans l'Atakor, il est impensable que ces dépôts si fins, fluvio-lacustres aient pu se déposer dans leur position actuelle.* S'ils ont un faciès continental, ils peuvent s'être déposés dans les bassins à une altitude non définie, mais sûrement pas sur la ligne de faîte. Si, comme je le pense, ils représentent un faciès lagunaire en rapport avec une avancée marine, l'ampleur de la tectonique postérieure est encore plus grande depuis le Crétacé supérieur. De toute façon il paraît acquis que le bourrelet ne pouvait exister à cette époque et que ses fortes dénivellations (septentrionales du moins) ont été acquises depuis.

b) CE VOLUME MONTAGNEUX PARAIT AVOIR PRIS NAISSANCE LE LONG D'UNE FLEXURE O-SO - E-NE AU NORD DE LAQUELLE LES DÉPOTS DE SEROUENOUT OU DE L'IMADOUÈZÈNE SONT DÉFORMÉS SUIVANT UNE PENTE DE L'ORDRE DE 1 A 2 % ET LE LONG DE LAQUELLE S'ALIGNENT LES MASSIFS VOLCANIQUES : ATAKOR, ALEKSOD, SE AMADROR, ADRAR DU TASSILI DES AJJER. On peut penser que cette flexure est apparue très faiblement avant la transgression marine avec une influence suffisante pour permettre une légère reprise d'érosion avec apports de sables assez anguleux, assez feldspathiques et d'un stock de minéraux lourds renouvelé (grès inférieurs de Tiréhitine). Elle s'est affirmée davantage lors du retrait de la mer et la conjonction de cette influence tectonique et d'une régression marine a activé la reprise d'érosion. Cette phase tectonique se placerait vers l'extrême fin du Crétacé et le début de l'Éocène, date à laquelle P. BIROT, R. CAPOT-REY et J. DRESCH (1955, p. 64) plaçaient la « phase principale de surrection du dôme central de l'Ahaggar », en comparaison avec ce qui se passe au Sud du Tamedaït. On peut y ajouter l'exemple du Tibesti (P. VINCENT, 1963) où les accidents qui affectent les grès de Nubie dans la région de Bardaï sont post-crétacés et anté-lutétiens puisqu'ils n'affectent pas le Lutétien de Libye qui les recouvre. Au contraire, selon A. CORNET (1948), les mouvements dans l'Adrar des Iforas se placeraient entre la fin de l'Éocène et le début du Miocène, reprenant presque toujours les anciennes directions précambriennes Nord-Sud.

c) DANS LES GISEMENTS DE SEROUENOUT, DE L'IMADOUÈZÈNE ET DE TIRÉHITINE, LES ÉPANCHEMENTS VOLCANIQUES N'APPARAISSENT PAS DURANT LA SÉDIMENTATION GRÉSEUSE (ou tout à la fin à Serouenout et Imadouèzène, nettement après à Tiréhitine). Cette sédimentation s'achève lorsque le volcanisme apparaît : la subsidence cesse par conséquent, et le volcanisme est lié à l'accentuation de la flexure (liaison qui est un fait général dans le monde : Tibesti, Groenland). *Ce volcanisme de grande flexure est toujours un volcanisme fissural.* Dans l'Atakor le volcanisme apparaît après une phase de remaniement, puis de ravinement (« série discordante ») qui doit représenter le début du Continental terminal (début de l'Éocène ?). Comme nous avons vu, d'autre part, que le développement des pédiments en contrebas des basaltes par exemple dans l'Admer (*cf* p. 77) a dû se poursuivre sur une bonne partie du Tertiaire pour arriver à une telle dimension, ces deux arguments géomorphologiques permettent de situer l'apparition du volcanisme vers l'Éocène. L'édification du massif volcanique est d'ailleurs une histoire assez complexe dont les conséquences se font sentir dans les paysages actuels.

TROISIÈME PARTIE

LA DIVERSITÉ DES RELIEFS VOLCANIQUES DE LA KOUDIA

CHAPITRE PREMIER

LES RELIEFS TABULAIRES BASALTIQUES

Plus encore que les pittoresques aiguilles qui couvrent une surface somme toute assez réduite, les paysages de plateaux basaltiques caractérisent réellement l'Atakor. Ils sont présents presque partout au-dessus de 1 900-2 000 mètres et recouvrent tous les lambeaux conservés de la vieille surface. Une telle position topographique a favorisé leur dissection et les plateaux étendus sont relativement rares, tandis que les « buttes témoins », avec leurs corniches superposées s'étendent largement.

I. — CES PLATEAUX VOLCANIQUES RÉSULTENT DE LA DESTRUCTION D'UN VIEIL ÉDIFICE BASALTIQUE.

Dans les régions où ces plateaux sont bien conservés (In Zouzame, Aleksod), on observe parfois 8 à 10 coulées superposées et quasi horizontales. Ces empilements réguliers se traduisent par des marches d'escalier au flanc des falaises et sur les versants des vallées. Bien que l'épaisseur totale n'atteigne que 200 à 300 mètres au maximum, on peut leur attribuer le terme de « trapps » basaltiques. Toutefois, nous verrons que dans l'In Zouzame les laves sont interstratifiées parfois avec des pyroclastites et ce type mixte porte plutôt le nom de « stratovolcan » (A. Rittmann, 1963, p. 179). Mise à part cette apparition locale de projections et de laves plus « acides », on est frappé par l'uniformité de la composition minéralogique de cet édifice basaltique et par le parallélisme des variations de l'altération de ces laves de bas en haut, dans des coupes prises à des dizaines de kilomètres l'une de l'autre. On a nettement l'impression d'un ensemble unique de constructions d'origine fissurale dont l'érosion aurait déjà « enlevé une grande partie, mettant à jour leur substratum granitique » (J. Bourcart, 1925, p. 389).

En effet, seules les laves fissurales (ou hawaïennes) émises à très haute température (de l'ordre de 1 300°) peuvent s'épancher sur des pentes très faibles, qui, au Mauna Loa, sont de 4-5° seulement, très semblables aux coulées subhorizontales de l'Atakor. D'ailleurs, l'extension de ce premier volcanisme dépasse le cadre de l'Atakor puisque, au SE de l'Amadror, au pied de l'escarpement qui limite au Nord le grand bourrelet, on retrouve des lambeaux de ces coulées basaltiques qui devaient s'étendre sur environ 1 500 km² Le plus beau témoin est le Taharaq où selon J.M. Rémy (1959), l'épaisseur des trapps, formés par des basaltes et des andésites atteint 4 à 500 mètres sur un plateau de 20 × 6-8 km. Dans l'Atakor, l'ensemble de l'In Zouzame mesure 32 × 10 km avec des épaisseurs de 200-300 mètres. Au Taharaq, les premières coulées paraissent interstratifiées avec les derniers bancs des grès de Serouenout, tout comme dans l'Atakor, les premiers galets basaltiques apparaissent avec la « série discordante ». L'aspect général des plateaux de l'In Zouzame et du Taharaq est tout à fait semblable et la seule différence provient de la quasi-absence de niveaux d'altération rouges au Taharaq alors que ceux-ci caractérisent la partie moyenne des empilements de l'Atakor. Toutefois, J.M. Rémy signale à la base du Taharaq un niveau friable clair, rougeâtre, bleuâtre ou gris qu'il interprète comme une altération par une circulation d'eaux souterraines postérieures. Nous verrons en étudiant plus précisément la séquence d'altération de ces basaltes dans l'Atakor, comment interpréter ce seul écueil à une corrélation qui, par ailleurs, paraît extrêmement probable.

Même en se limitant à l'Atakor, on remarque que pratiquement partout, la conservation des témoins de ce massif volcanique dépend de la résistance de leur substratum précambrien aux attaques de l'érosion. Ces lambeaux sont des buttes témoins protégées, grâce à leur position, contre une très

longue érosion qui a fait disparaître ailleurs les vestiges de ce premier volcanisme. On peut le constater dans chaque massif [1] :

1) *L'ALEKSOD NOIR.*

Ce plateau d'environ 100 km² est formé par des empilements de coulées basaltiques plus ou moins altérées. Au Sud Est, on compte 8 à 9 corniches dues à des coulées non altérées ; elles se groupent surtout vers le haut du versant et donnent de belles surfaces structurales successives, dont les plus hautes se situent tout contre l'abrupt méridional, comme dans l'In Zouzame. Leur horizontalité est presque parfaite et la coulée supérieure est profondément altérée en sol brun récent ; elle apparaît presque blanche sur la photo aérienne nº 156. Au contraire, les coulées inférieures de l'empilement sont altérées en argile rouge ou grise et cette nature argileuse se traduit sur les photos aériennes par une forte densité des petits ravins qui les dissèquent en collines.

Cette attaque de l'érosion est surtout sensible au Nord où le niveau de base de l'O. Telohat est très proche et comme pour les autres « trapps » on peut dénombrer toute une série de buttes témoins de l'ancienne extension du massif sur une surface d'environ 450 km², soit au moins quatre fois plus que le « bastion » actuel :

— *Au Nord,* des lambeaux horizontaux de basaltes empilés existent encore, isolés sur des crêtes de quartzites, toujours vers 2 000-2 050 mètres jusqu'à 8 km en avant du plateau.

— *Surtout à l'Est et au NE,* les lambeaux d'In Bazzen, In Akaramram, Tifelaouine et Adrig n'Amaneil ont encore une grande extension et sont entourés de buttes plus petites jusqu'à la cote 2 003 m à 18 km au NE de l'Aleksod noir proprement dit (une seule exception la Gara Ouarahossénète, 2 105 m est une coulée phonolithique).

C'est donc l'ensemble, plateau compris, qu'il faut considérer comme des reliefs résiduels à la tête de réseaux hydrographiques rayonnants, ce qui apparaît très nettement sur la carte hors texte en couleurs. Si ces buttes ont subsisté malgré la brutalité des pentes vers le Nord, c'est grâce à la protection de crêtes de quartzites allongées N-S au Nord (avec de tout petits lambeaux de basalte) et qui se terminent ici en vaste périclinal. Les empilements de bancs de quartzites subhorizontaux donnent d'énormes falaises qui barrent tous les oueds venus du Nord par de gigantesques amphithéâtres. Les deux branches de l'O. Tahagnert, l'O. Adarou et l'O. In Assakane sont ainsi brutalement barrés. Seule une branche de l'O. In Assakane au prix d'un détour parvient dans le plateau et y creuse sur plusieurs kilomètres, une gorge, enserrée entre des corniches superposées, qui amènera progressivement l'émiettement du plateau. Le seul oued qui ne rencontre pas cette barrière des énormes bancs de quartzites est l'O. Téhilène, affluent de l'O. Istène, qui dévale une pente de plus de 5 % entre la cote 1 900 et le fond de la plainette de l'O. Istène (1 500 mètres). S'insinuant entre des crêtes de quartzites subverticales NNO-SSE, il a pratiquement fait disparaître les basaltes entre l'Aleksod (2 270 m) et l'In Toukfissine (2 290 m). L'Aïhed — In Toukfissine est conservé sur un substratum de quartzites suggariens et sans doute de leptynites pharusiennes. *En dehors de ces positions protégées, les « vieux » basaltes ont pratiquement disparu.* Vers le N-E, cette protection est ainsi assurée par des seuils de roches dures, donnant des « chutes » et des « guelta » sur tous les oueds et surtout par la barrière de quartzite des Allous ouan Ouf Ahakit qui, par suite d'une virgation de plis, prend des orientations proches d'Est-Ouest. Or, c'est jusqu'à cette énorme crête que se conservent des altitudes supérieures à 2 000 mètres (encore 2 006 mètres sur la crête elle-même) et des buttes basaltiques (2 061 et bien d'autres dans le bassin de l'O. Guender - 2 003). Entre les buttes résiduelles et l'entaille brutale des oueds, on rencontre sur tout ce flanc Nord, un niveau d'érosion taillé dans le socle à environ 40-50 mètres en contrebas du basalte. Il recoupe aussi bien les gneiss que les amphibolites et se prolonge très loin vers l'Est, retouchant la vieille surface en biseau vers le Tébouchadasse ou le Tecellit tan Soulèye. Il semble correspondre, à mon avis, à la phase d'extension des grands pédiments de l'Admer, que nous avons étudiée à l'Ouest du Téhé n'Tsita. De tels pédiments se seraient donc aussi développés ici avant la phase très récente d'incision brutale.

Vers l'Ouest (plaine d'Admer), l'Est (haut O. Imérer) et le Sud, les basaltes ont été protégés par la lenteur de l'érosion sur les pentes très faibles de la haute surface. Or, le plateau se termine brutalement par une falaise Est-Ouest, presque rectiligne que les oueds de la pénéplaine n'entament pas. Cet abrupt est très comparable au Tesserlite et n'est pas précédé de buttes témoins.

1. Ce problème paraît fondamental car effectivement, malgré leur position haute, « les coulées supérieures de l'Atakor paraissent beaucoup moins démantelées et disloquées que les coulées crétacées » du Sud-Est de l'Amadror (P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch 1955, p. 36). On en conclut généralement que l'Atakor est plus récent, ce qui paraît à priori, tout a fait logique.

Les basaltes ne semblent guère s'être étendus plus au Sud. Nous retrouverons la même « anomalie » dans l'In Zouzame dont l'Aleksod semble un « modèle réduit », avec cette même pente générale vers l'Est : 2 290 m (In Toukfissine) 2 270-2 256 (Aleksod), 2 210 (Akaramram).

2) *IN ZOUZAME — IN TARAINE ET LEURS ANNEXES*

Ces plateaux étagés s'alignent à la bordure SO-NE du plus vaste ensemble de « vieux basaltes », à la base desquels se trouvent la plupart des dépôts corrélatifs de la vieille surface, dont l'uniformité d'altitude est ici remarquable. Du « coin » SO de l'In Taraïne jusqu'au Téhé n'Tsita au NE, la diagonale de ce losange mesure plus de 45 km (sur 30 km dans sa plus grande largeur). Les cotés irréguliers de ce losange seraient l'abrupt du Tesserlite depuis l'In Taraïne à l'O. Eferezi (40 km), le fossé pharusien SSE-NNO sur environ 20 km jusqu'au Téhé n'Tsita, une ligne E-O de ce col jusqu'à l'amont de l'O. In Esker (26 km) [1], enfin la bordure Ouest de ce point à l'In Taraïne (35 km). A l'intérieur de ce périmètre, on ne rencontre pratiquement que des formes tabulaires, excepté quelques fonds de vallées creusés jusqu'au niveau de la vieille surface. Mais vers l'extérieur, on rencontre des buttes basaltiques isolées sur toutes les surfaces avoisinant les 2 000 mètres, vers l'ESE (O. Sersouf) ou le NNE (O. Tezaït). Ces buttes isolées se situent pratiquement toutes sur un substratum de granite résistant :

— *Celui d'Elaounéfi* à l'E-SE où les buttes s'avancent, toujours à 2 000-2 100 mètres jusqu'au Sud du Col d'Azrou.

— *Celui de l'O. Tarouda Tessekinte au Nord* où les plateaux à corniches étagées dominent encore le haut O. Tezaït vers 1 950-2 000 m.

Or, cette explication peut être généralisée à l'ensemble de ces plateaux, conservés partout où existe un substratum résistant.

LE SUBSTRATUM DE CES ÉLÉMENTS DE PLATEAUX :

— Au Nord, *les vestiges de trapps ont été protégés par une série d'amandes successives de granites syntectoniques SO-NE de l'Abarga à Tessekinte.* Ces granites, que nous retrouverons dans l'étude de la bordure Nord, sont particulièrement résistants et créent des seuils structuraux sur les oueds Timédouine, Tileline et Tessekinte qui furent bloqués dans leur développement. Les basaltes sont conservés en arrière de cet alignement parce que l'érosion a été très ralentie par les granites. J. Bourcart (1925, p. 70) avait donné une autre explication de cet arrêt brutal. Pour lui, les granites de l'Abarga « ont contenu la masse des basaltes du plateau au-dessus de la dépression d'In Amguel à Idelès ». Son hypothèse est donc inverse : il n'y a pas de plateaux basaltiques plus au Nord parce qu'ils n'ont jamais existé. Cette hypothèse peut être facilement rejetée aujourd'hui grâce aux progrès de la cartographie : en effet aucune des crêtes granitiques ne dépasse les 2 000 mètres et j'ai pu vérifier au sommet de l'Abarga que ces granites se dégageaient en reliefs différentiels « post-basaltiques » à partir de la surface de base des basaltes.

— *Au Sud également, le Tesserlite et les buttes isolées à son pied* (Temekitène, contreforts de l'Issou) reposent sur une série d'amandes granitiques entourées de migmatites, orientées ici grossièrement Nord-Sud et « coalescentes ». Ce granite, souvent riche en muscovite, est relativement résistant comme nous le verrons dans l'étude de la bordure Sud et, ici aussi les buttes basaltiques s'avancent plus ou moins vers le Sud en fonction de ses affleurements : cote 2 085 au SE d'Aharouah, Tinfelfelène par exemple. A l'extrême amont de l'O. Issedjène, dans sa branche à l'Ouest de l'Issou, les basaltes disparaissent dès que le granite fait place à des faciès dioritiques visibles dans l'entaille de l'oued.

CETTE GRANDE SURFACE COUVERTE DE BASALTE A DONC ÉTÉ PROTÉGÉE CONTRE LES MORSURES DE L'ÉROSION, MAIS ON A L'IMPRESSION QUE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE LUI-MÊME A ÉTÉ EN TRÈS GRANDE PARTIE ÉRODÉ :

En effet, la plupart du temps, les plateaux ne comprennent qu'une ou deux coulées dures et parfaitement horizontales qui représentent la base de l'empilement des coulées. Je l'ai très souvent vérifié, en particulier sur toutes les bordures du Tassa n'Djena Nord au cours de tournées chamelières, mais, localement, à ce « socle » restent accolées de petites buttes de coulées plus élevées. Ceci est plus net à l'Est où les grandes buttes témoins isolées dans les O. Adadjène ou Asselisane gardent encore

1. Les cotes d'altitude relevées pour cette bordure sur la carte I.G.N. d'Est en Ouest sont 2121, 2 120, 2 165 et 2 126 mètres.

les restes de plusieurs coulées superposées, dont certaines altérées en argile jaunâtre ou rouge. Au col même du Téhé n'Tsita, au NE, sur les alluvions antévolcaniques on dénombre :

— *Deux coulées inférieures dures,* donnant des corniches ;
— 5 *à* 10 *mètres d'épaisseur de niveaux plus altérés* brun jaune, puis plus argileux et rouges, enfin gris et pulvérulents (cendres ?) ;
— *Puis à nouveau deux coulées peu altérées,* mis à part quelques concrétionnements calcaires.

L'ensemble mesure ici 25 mètres d'épaisseur environ. Ces coulées s'épaississent encore vers l'In Toukfissine : sur les grès de l'O. Tiréhitine, on observe un empilement de 4 ou 5 coulées avec des niveaux rouges argileux interstratifiés plus caractéristiques. Vers l'Issemdel, au contraire, les niveaux rouges disparaissent : sur une trentaine de mètres, on gravit quatre coulées bien nettes, séparées par des zones recouvertes d'éboulis. La plus basse se délite en gravillons de 1-2 cm, la seconde en orgues fines mais très irrégulières, la troisième en blocs spongieux et en granules basaltiques. Seule la dernière est très compacte, donnant de grands blocs d'un mètre de diamètre : elle a été dégagée en surface pseudo-structurale par l'érosion.

A la lumière de toutes ces observations, l'espèce de « dorsale » méridionale In Taraïne - In Zouzame apparaît comme une butte témoin, simplement mieux conservée, de l'ancien édifice. En effet ici l'empilement atteint 8 à 10 coulées fréquemment, épaisse chacune de 2 à 15-20 mètres et séparées par des zones plus colorées épaisses de 1 à 4-5 mètres qui peuvent être des tufs gris ou jaunes, mais plus généralement des basaltes altérés. Les coulées noirâtres donnent des abrupts frangés parfois de colonnettes tandis que les niveaux colorés et altérés s'enfouissent sous les talus d'éboulis. Les niveaux altérés se groupent surtout dans la partie moyenne du versant du Tesserlite et, tout le long de la piste chamelière, on remarque que deux ou trois coulées inférieures, noirâtres et dures, « collent » au substratum, assez loin en avant sur le granite (surtout à la cote 2 085). On peut donc penser que cette très grande extension des plateaux basaltiques peu épais est due à l'existence généralisée de ces coulées inférieures (Tassa n'Djena Nord) au-dessus desquelles sont conservées des buttes témoins plus ou moins importantes : In Toukfissine au NE, In Taraïne In Zouzame au Sud. Celles-ci sont rares parce que l'érosion a largement profité des niveaux altérés pour détruire l'ancien appareil jusqu'au niveau de ces coulées qui reflètent la planitude de la vieille surface (2 050 mètres environ).

LA CONSERVATION DE BUTTES TÉMOINS DE L'ÉDIFICE SUR LES BORDS NORD ET SUD DE CE VASTE ENSEMBLE EST TROUBLANTE.

Elle est cependant bien en accord avec le réseau hydrographique qui draine ces plateaux.

En effet, la pente générale de ces plateaux peut se schématiser en un grand triangle dont la pointe se situerait dans l'In Taraïne (2 650 mètres) et descendant en pente vers le NE. Cette pente est sensible sur la haute corniche du Tesserlite : 2 650-2 492-2 333-2 100 mètres. Or, le tracé SO-NE adapté à cette pente « structurale » ne se retrouve que dans l'O. Tesselsel. Au contraire, toute une série de torrents parallèles (les deux O. Issemna, l'O. Aoudjeraki, l'O. Ramès Ramès) dégringolent les replats et les corniches successives pour rejoindre la « gouttière » SO-NE de l'O. Ramès Ramès, parallèlement à l'axe du losange de plateaux. En sens inverse, au-delà d'un très léger filon de quartz arasé au niveau des coulées inférieures, l'O. Aï Mélène suit cette même direction. Or, une telle orientation est peu conforme aux pentes actuelles des reliefs basaltiques. On peut invoquer pour expliquer l'absence de drainage vers le Nord, la présence de la barrière de granites syntectoniques, obligeant l'érosion à « remonter » par l'Ouest et par l'Est. Mais, il faut noter aussi, sur la carte hors texte en couleurs, une série de 5 ou 6 petits cônes volcaniques récents, hauts de 80-100 mètres depuis le Teliama à l'Ouest (2 206 m) jusqu'au cône de scorie magnifiquement conservé au confluent des O. Aï Mélène et Tesselsel (ce cône se situe sur un accident NS bien visible dans une « fenêtre » du socle, et près d'un autre cône très surbaissé et plus démantelé). Cette direction reflète peut-être aussi une fracture avec légère déformation des coulées, assez prononcée pour avoir attiré l'hydrographie mais insuffisante pour altérer l'uniformité des altitudes de la vieille surface ?

L'existence de cette « gouttière longitudinale » a permis la conservation, au Nord, de l'étonnant plateau du Tassa n'Djena, complètement dépourvu de vallées. Les vallées du pourtour ne s'y prolongent guère au-delà des corniches basaltiques alors que, au Sud, les oueds parallèles découpent les basaltes en lanières régulières. La raison essentielle paraît être l'absence de pente du Tassa n'Djena, alors qu'au Sud, la pente topographique calculée sur la carte IGN (100 m en 4, 6 km) est d'environ 3 %. Pourtant le Tassa n'Djena ne paraît pas être un « karst basaltique » où les eaux s'infiltrent : toutes les petites dépressions à sa surface sont colmatées de limons argileux bruns (*Cf.* p. 192) et l'on ne rencontre pas de résurgences actuelles ou anciennes sur le pourtour. Un ruissellement diffus concentre les particules

fines dans les très légères ondulations, un peu comme dans des « dayas » des « hamadas » du Sahara septentrional, mais l'eau ne paraît guère s'infiltrer. Elle est sans doute en grande partie évaporée. Cette espèce de grande « hamada » noire paraît donc en accord avec le climat actuel et le dégagement de cette surface structurale doit être postérieur aux derniers grands Pluviaux car F. Joly a montré qu'en climat plus humide du Pré-Sahara, les hamadas étaient disséquées. Le climat n'est d'ailleurs qu'une des deux conditions nécessaires à leur conservation et il faut également une surface structurale parfaitement plane (J. Tricart et A. Cailleux, 1961, p. 13). Si la pente augmente, « l'eau stagne moins, se concentre plus aisément et esquisse un creusement » : c'est bien ce que nous constatons au Sud de l'O. Ramès Ramès où l'aréisme est remplacé par une active dissection avec une pente de l'ordre de 3 %, sous les mêmes conditions climatiques. Cette double explication est valable pour tous les plateaux basaltiques horizontaux de l'Atakor.

Ici, comme dans l'Aleksod, les vestiges des anciens empilements volcaniques sont conservés sur la ligne de partage des eaux entre les réseaux Nord et Sud. Dans l'In Zouzame, il y a eu tout de même un certain recul récent de l'abrupt du Tesserlite puisque plusieurs buttes volcaniques subsistent en avant (Témékitène, etc.) alors que dans l'Aleksod, le talus est rectiligne et sans contreforts. En effet, au Sud de l'In Zouzame, l'action de l'érosion est extrêmement brutale dans les O. Issedjène et Tandjète et explique que le Tesserlite ait été entamé. Cependant, malgré cela, le tracé de cet abrupt reste presque rectiligne.

LA GRANDE FALAISE DU TESSERLITE :

P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 20) pensent que l'*on serait « en présence des restes d'un énorme édifice cantalien, dont la seule partie septentrionale est bien conservée »*[1]. Sur la carte que P. Bordet a dressée (1952, p. 34) pour la partie centrale de l'Atakor, des étoiles indiquent les culots basaltiques : 6 necks s'alignent pratiquement le long du Tesserlite jusqu'au Témékitène (où s'arrête la carte) et un culot plus important se situerait au coin SO de l'In Taraïne, donc au point le plus élevé du plateau, comme dans un édifice cantalien... Seulement il ne paraît pas y avoir de relation entre ces culots et les empilements de laves. Le seul de ces culots que j'ai pu observer, l'Adade, est une cheminée très fragile de basalte altéré qui paraît être le neck d'un petit cône récent complètement démantelé. Je pense, pour ma part, que ces petits culots appartiennent à une phase de volcanisme très récent et très vite érodé, vu l'intensité de l'érosion. Ce caractère très récent de certaines manifestations volcaniques est attesté par la présence de « trous d'où sort de l'air chaud », que m'ont indiqué mes guides touaregs d'une part au pied du Tessout (à l'Ouest de l'Adade) et d'autre part au NO de l'Issou (Est de l'Adade).

Or, si des manifestations volcaniques récentes ont affecté la bordure du Tesserlite, on peut penser à une influence tectonique récente sur le tracé si rectiligne de cet abrupt. En effet, les têtes de vallées méridionales s'y terminent par de grandioses reculées ressemblant à des « bouts du monde », comme par exemple au N-NO du Témékitène (où la piste chamelière gravit l'abrupt par des pentes extrêmement dangereuses) ou au N-NO de l'Issou. Ces parois de 300-350 mètres font penser, à plus petite échelle, aux « cassés » de la Réunion, grands amphithéâtres taillés aussi dans des empilements basaltiques. Or, J. Defos du Rau (1960, p. 84-89) les interprète comme des formes plus ou moins tectoniques, liées au volcanisme plus qu'à l'érosion.

Ce volcanisme récent expliquerait le tracé du Tesserlite, mais pas la disparition brutale à la fois de la vieille surface et des « vieux » basaltes vers le Sud. Cette question sera traitée avec l'étude de la bordure méridionale, mais l'on peut remarquer, dès maintenant, la grande densité des appareils « acides » qui se groupent au Sud du Tesserlite (alors qu'ils sont absents au Nord, même dans les entailles des vallées). Leur activité explosive a pu contribuer à démanteler un éventuel flanc Sud de l'édifice ancien, de type hawaiien par exemple.

Mais ce flanc Sud a-t-il réellement existé ? Le cas de l'Aleksod, où l'érosion est peu active au Sud, est assez troublant. De plus, nous retrouvons une dissymétrie très semblable dans les massifs très récents du Manzaz comme de la Tahalra (*Cf.* p. 431). Cette dissymétrie pourrait être une caractéristique du volcanisme de l'Atakor. Or, pour le Manzaz et la Tahalra, les émissions ont pour origine un très grand nombre de petits cônes récents encore visibles, alors que pour l'Aleksod et l'In Zouzame, il s'agit non pas de minces pellicules de laves, mais d'empilements très importants (trapps) qui sont, ordinairement, liés à des émissions fissurales. J. Bourcart écrivait (1925, p. 38) que ces plateaux « ne

1. Pour expliquer cette dissymétrie, on pourrait le comparer plutôt au Velay, avec son allure de toit à deux pentes inégalement développées puisque les cônes de scories de la chaîne du Devès se trouvent plus proches de l'Allier que de la Loire (P. Bout, 1960, p. 211).

sont jamais traversés que par des dykes ». Ceux-ci sont difficiles à discerner au milieu des coulées, mais j'en ai observé au moins un, extrêmement net, perpendiculaire au cours de l'O. Aharouah (N-NE du Tamékitène) et recoupant à la fois le granite et les plus anciennes coulées. En lame mince, on constate qu'il s'agit bien d'un basalte, très finement cristallisé. J. Bourcart parle aussi de « sortes de protubérances » sans aucun produit de projection. Dans le voisinage du Tesserlite, on peut en observer plusieurs, en forme de dôme de basalte à belle structure prismée et paraissant passer directement aux coulées de plateau. Il en existe 3 ou 4, sur la rive gauche de l'O. Torak, à l'Ouest de la piste du Sel qui paraissent alignés. Plus au Nord également, au confluent des O. Torak et Tesselsel, un de ces dômes est accolé à une muraille de basalte haute de quelques mètres et fait penser à une liaison interne entre ces deux formes d'émission tantôt fissurale, tantôt liées à des sortes de « fontaines de lave » plus localisées ?

Or, le volcanisme fissural basaltique se caractérise souvent aussi par des épanchements dissymétriques, comme sur la côte Est du Groenland par exemple. Plus près du Hoggar, P. Vincent (1963) a mis en évidence dans les trapps du Tibesti une série de dykes E-NO-O-SE, parallèles à une grande flexure de même orientation (en arrière de laquelle s'est bloquée la cuesta de grès primaires) et sans aucune fracture visible. Le maximum d'épaisseur des trapps se situe le long de la flexure, recouvrant la plupart des dykes d'alimentation souvent très obliques (ils ne sont visibles qu'aux extrémités). La grande extension des trapps se trouve à l'Ouest de la flexure, du côté du compartiment abaissé, tandis qu'il n'y a pratiquement pas de témoins à l'Est. P. Vincent m'a très aimablement suggéré cette hypothèse pour expliquer sans fracture, les curieuses dissymétries des trapps de l'Aleksod, de l'In Zouzame et même de la Koudia occidentale que nous allons voir.

Vers l'Ouest, la belle continuité de la falaise du Tesserlite est interrompue par deux brèches, dues à la rencontre des têtes de vallées septentrionales et méridionales. Ces brèches isolent le haut bastion de l'In Taraïne qui, au Sud présente encore un beau fronton de 5 km, rectiligne, Est-Ouest, avec une dénivellation de près de 350 m... Mais au Nord, le plateau est si disséqué en lanières Nord-Sud qu'il n'a pratiquement plus d'épaisseur. En effet, dans l'In Taraïne, tous les oueds ont des cours presque rectilignes et parallèles aux deux oueds, Ouan Télène et Tadaïnate (qui prend sa source à l'Adade) et cette forme hydrographique tranche sur celle si hiérarchisée du flanc Nord de l'In Zouzame. Cette direction Nord Sud n'est pas particulière ici à l'hydrographie puisqu'on la retrouve sous la forme d'un grand accident du socle qui est visible aussi bien au Sud du Tesserlite (haut O. Issedjène) que dans la « fenêtre » de socle au SO d'Idjef Mélène et encore au Nord du Tassa n'Djena (carte en couleurs hors texte). D'autres directions tectoniques identiques, probablement cachées par les basaltes ont dû rejouer récemment comme le prouve, un peu à l'Ouest, l'alignement des quatre volcans récents de l'O. Eraferzène sur une faille Nord-Sud de 5 km de long (P. Bordet, 1952, p. 30). Il y a là une brutale discontinuité dans le massif, que nous retrouverons bien des fois. Cette discontinuité se marque par un changement complet de la répartition des « vieux basaltes » par rapport à la ligne de faite, quand on passe dans la Koudia occidentale.

3) *L'ÉMIETTEMENT DES TRAPPS DANS LA KOUDIA OCCIDENTALE :*

Dans la Koudia occidentale (fig. 41), l'évolution morphologique est si complexe qu'on ne peut la débrouiller que progressivement par comparaison avec les régions voisines plus simples. Ici, sur la ligne de faite, les grands entablements de « vieux » basaltes disparaissent. Il ne subsiste que de petites buttes isolées comme par exemple de part et d'autre de l'O. Akayayé (Sedyène à l'Est), au Nord du Oul ou au Sud Est de l'Ilamane. Pourtant les affleurements basaltiques couvrent l'essentiel de la surface. En effet, les très larges vallées de la Koudia occidentale sont taillées dans les niveaux de basaltes altérés et vivement colorés. D'autre part, si l'on examine de près les sommets de lave « acide », on constate partout :

— *Qu'ils reposent sur un substratum de basaltes altérés* quand il s'agit de coulées phonolitiques (Assekrem et ses « dépendances », Tahat, Tidarhine n'Tamatante, Serdjate ou Tarouyant) ;

— *Qu'ils s'entourent de contreforts de basalte altéré* recouverts par leurs éboulis grossiers, lorsqu'il s'agit de pitons ou d'aiguilles (Ilamane, Tafedje, Oul, Tidjamayène, etc.)

LES TRAPPS, ICI, ONT ÉTÉ TRÈS FORTEMENT DÉMANTELÉS :

En effet, nous avons vu que dans la Koudia occidentale, l'altitude de la vieille surface augmentait progressivement vers l'Ouest, certainement par suite d'une déformation postérieure aux épanchements basaltiques. Les empilements de coulées, portés plus haut, ont été érodés jusqu'au niveau des basaltes

altérés qui n'offrent pas de résistance sérieuse à l'érosion. Aussi la topographie perd tout aspect tabulaire et tendrait vers des formes très adoucies sans la présence des appareils « acides ». D'où cette morphologie «mixte» avec de larges vallées dues aux basaltes altérés et des reliefs hardis, denses, mais de faible ampleur dus aux phonolites et aux trachytes. Le relief est bien plus complexe dans le détail, mais plus aéré grâce aux larges vallées que dans la Koudia orientale.

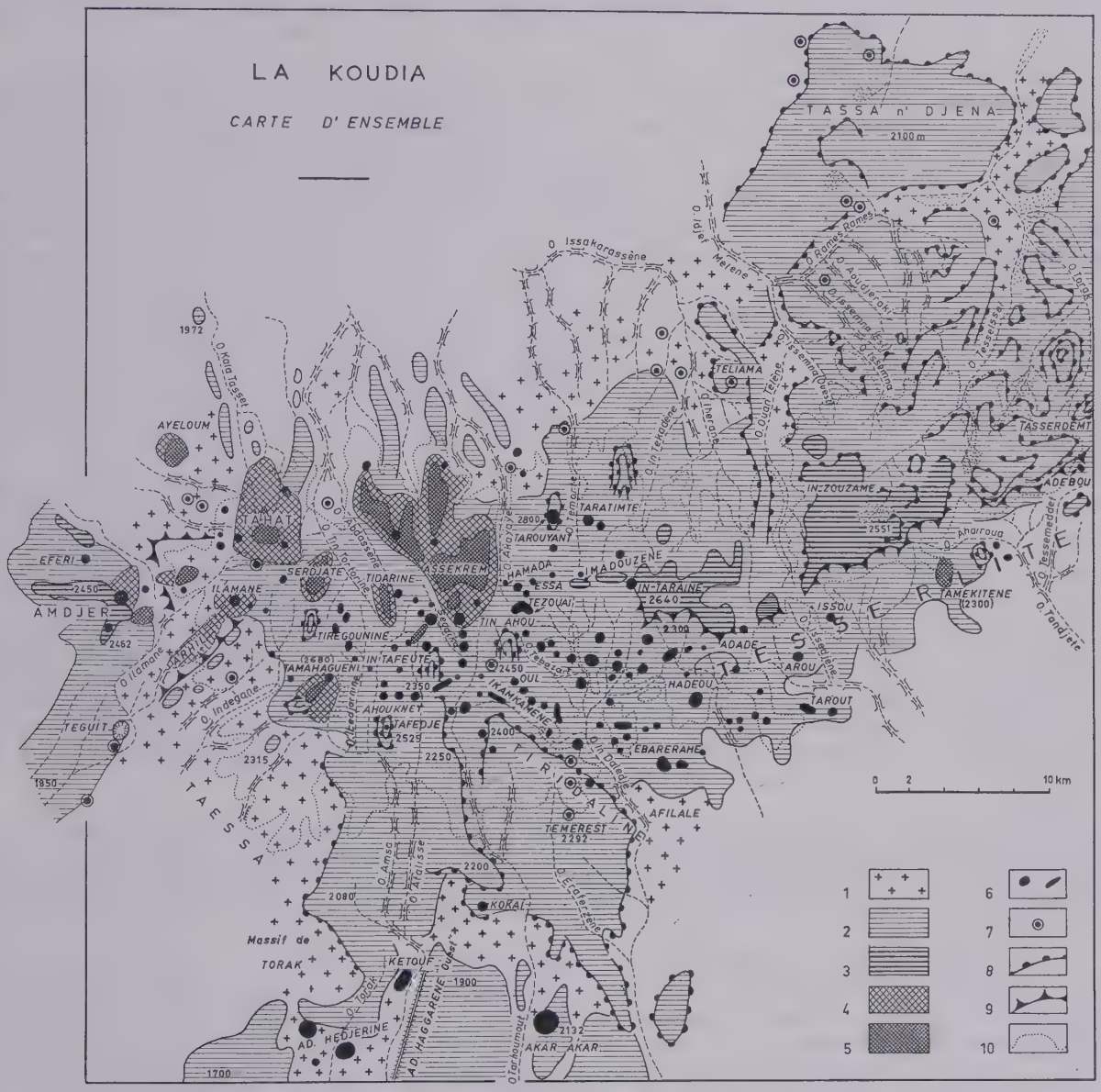


Fig. 41. — Carte d'ensemble des reliefs volcaniques de la Koudia : 1 - socle précambrien indifférencié ; 2 - extension des « vieux basaltes » des trapps ; 3 - hauts plateaux tabulaires de trapps ; 4 - gros appareils de « lave acide » (y compris les pentes jonchées d'éboulis denses) ; 5 - hauts plateaux de « lave acide » ; 6 - principales « protrusions » (aiguilles, bulbes, etc.) ; 7 - cône strombolien récent ; 8 - corniche importante ; 9 - très forte dénivellation (plus de 200 mètres) ; 10 - courbe de niveau 2 200 mètres.

Le massif de l'Amdjer-Tahararète nous fournit une preuve supplémentaire de cette présence des plateaux basaltiques dans la Koudia occidentale et de leur érosion très poussée :

En effet, tandis qu'à l'Ilamane et au Tahat, la vieille surface de socle arrive à plus de 2 450-2 500 mètres, presque dépouillée de ses empilements basaltiques, à 6 km à l'Ouest, nous la retrouvons dans l'Amdjer vers

2 100 m authentifiée par un beau gisement de grès (analysés p. 346). Dans cette position plus basse, le trapp qui repose sur elle est bien mieux conservé avec deux ou trois coulées peu altérées, suivies d'une série de niveaux rouge violacé et enfin 4 ou 5 coulées dures donnant des corniches superposées. Cet ensemble donne de magnifiques entablements entourés de dénivellations de 250 à 300 mètres qui font penser à l'In Taraïne, avec la même dissection très avancée du plateau, réduit à trois longues lanières par les oueds à pente extrêmement forte du versant ouest de l'Atakor (en particulier l'O. Tilok). D'autre part, la présence de pitons « acides » (Amdjer proprement dit, Eferi) prouve que les coulées ont aussi été démantelées par des explosions avec même émission d'une petite coulée de phonolite emboîtée au contrebas (l'Essa). Cet ensemble basaltique de l'Amdjer Tahararète avait une extension considérable, avant ces « démolitions » récentes. On trouve, en effet, des buttes témoins des coulées inférieures de ces empilements, avec des altitudes voisines de 1 950-2 000 mètres jusqu'à 12-13 km à l'Ouest de l'Amdjer.

On peut considérer ce groupe de « vieux » basaltes comme les témoins les plus occidentaux de l'ensemble. Or, autour de l'Amdjer, les plus hauts entablements s'élèvent à 2 450 et 2 462 mètres, c'est-à-dire à peine au niveau de la vieille surface prébasaltique de l'Ilamane et du Tahat ! Ces grands trapps ne pouvant s'être formés sur une topographie semblable à l'actuelle avec des dénivellations brutales de plus de 300 mètres, il faut bien admettre que le compartiment central s'est trouvé soulevé postérieurement. *C'est ce qui explique la conservation dans l'Amdjer des entablements supérieurs disparus dans la haute Koudia occidentale.* Celle-ci nous apparaît comme un bloc soulevé et légèrement basculé entre deux éléments qui paraissent se raccorder, avec exactement la même succession de coulées et des altitudes très voisines (coulées sommitales à 2 450 mètres dans l'Amdjer, 2 500-2 600 mètres dans l'In Taraïne) malgré une interruption de trente kilomètres environ. Les témoins de trapps de l'Amdjer doivent leur conservation (très relative !) non seulement à leur position abaissée par rapport à la Koudia, mais surtout au retard rencontré par l'érosion remontant du piedmont ouest, dû à une série de petits seuils structuraux dans la traversée des migmatites Nord-Sud. Quand aux « vieux » basaltes de la haute Koudia, ils ne sont conservés que grâce à la protection des laves « acides ».

Dans la Koudia occidentale, les empilements de basalte disparaissent très vite vers le Nord à 4-5 km de la ligne de faîte, plus près à l'Ouest (O. Tin Tortorine), plus loin à l'Est (O. Temorte, O. In Tekadène). Ils semblent disparaître presqu'en même temps que leur « protection » de lave acide. En suivant attentivement chacun de ces oueds, on le voit progressivement s'enfoncer dans des niveaux altérés colorés, puis dans les coulées de base plus dures (qui subsistent quelque temps sur les interfluves) puis dans le socle (avec parfois des alluvions de la vieille surface au contact, comme dans l'O. Temorte). Or, dans chaque cas, cette disparition des « vieux » basaltes correspond pratiquement avec l'apparition sur les flancs de la vallée et dans le thalweg, d'un ou deux cônes volcaniques récents comme le montre la carte en couleurs hors texte. Cette corrélation est si générale qu'on ne peut s'empêcher de penser à une raison tectonique pour expliquer cette disparition. En l'absence de fracture visible, il ne peut s'agir que d'une déformation, un gauchissement de la surface, problème lié à l'individualisation du flanc Nord de l'Atakor (*Cf.* V^e^ partie, chap. I, II).

Au Sud de la ligne de faite, les empilements de coulées sont au contraire plus largement représentés, en position symétrique de ceux de la Koudia orientale. Pourtant ils ne créent pas un aussi bel ensemble de plateaux car ils sont plus morcellés par de nombreux oueds parallèles descendant des hauts sommets « acides » et ils sont un peu moins élevés. Ces plateaux en effet ne dépassent guère 2 400 mètres :

1) *Ils sont pourtant constitués par des empilements identiques à ceux des autres plateaux de « vieux » basaltes* avec sur 2 ou 3 coulées assez résistantes, des séries de niveaux altérés rouges ou violacés grisâtres, puis des laves plus dures et souvent plus épaisses tout en haut. On peut observer cette série très facilement lorsque la piste de Tamanrasset à l'Assekrem descend de ces plateaux vers la vallée de l'O. In Daledje à quelques kilomètres en amont d'Afilale. On l'observe aussi au Sud du Oul, dans l'O. Tarhoumoute ou dans l'O. Amsa avec une étonnante régularité. On constate seulement que l'épaisseur totale est moindre qu'à l'In Zouzame et rappelle plutôt celle de l'In Toukfissine (une centaine de mètres au maximum), ce qui peut expliquer l'altitude un peu plus faible.

2) *Ces plateaux s'élèvent nettement depuis 2 150 mètres environ vers Afilale, puis 2 250 mètres à l'Ouest de la chaîne de volcans récents, jusqu'à 2 400 mètres au Sud du Oul* selon un tracé quasi rectiligne, parallèlement à la chaîne de pitons acides des Ikamkamen. Cette coïncidence, comme nous le verrons, n'est pas fortuite. Ce grand panneau incliné s'abaisse donc nettement vers le SE (vers l'Akar Akar), délimité par les O. In Daledje à l'Est et Tarhoumoute à l'Ouest. Puis entre les O. Tarhoumoute et Amsa, un autre élément de plateau s'élève aussi de 2 150 mètres environ près du piton « acide » du Kokaï, à 2 231-2 250 m, puis tout au Nord, à plus de 2 350 mètres (près de l'Iknéouane). Or, si nous

considérons les altitudes des « mesas » de vieux basaltes conservés entre les pitons acides, nous constatons qu'elles confirment cette même pente :

a) Le Tin Ahou de la carte I.G.N., au Nord du Oul s'élève à 2 450 mètres de l'autre côté de la chaîne des Ikamkamen ;

b) Le plateau situé au Sud du Sesker Akr atteint aussi 2 450 mètres sur la ligne de partage des eaux ;

c) Vers l'Ouest, l'altitude de ces mesas augmente : 2 315 et plus de 2 400 m sur la Taessa et même plus de 2 550 pour l'empilement de basalte adossé à l'Ilamane.

On a donc l'impression, d'après ces vestiges, que l'on pourrait reconstituer un ensemble de trapps selon une grande bande s'élevant du SE vers le NO. Étant donné la régularité des coulées basaltiques, il est peu probable que les épanchements aient pu avoir lieu sur cette surface inclinée, qui paraît être due à une déformation postérieure.

3) *Le morcellement de ces plateaux s'explique partiellement par cette pente.* Calculée entre les oueds Atalisse et Tarhoumoute, elle est de l'ordre de 1,6 %. Mais, contrairement aux oueds de l'Atakor oriental, les oueds principaux naissent ici en dehors du plateau, entre les appareils « acides » plus élevés auxquels les empilements basaltiques sont pratiquement soudés. Il n'y a pas ici l'équivalent de la grande falaise du Tesserlite, sans doute parce que toute la partie élevée de ces plateaux a été détruite lors des éruptions postérieures de phonolite et de trachyte. Les oueds Amsa et Tarhoumoute déjà formés en amont, traversent ces plateaux, et s'enfoncent très vite dans le socle sous-jacent tandis que l'O. Atalisse, pratiquement limité au plateau a une vallée étroite, dépourvue d'affluents, parce que « perchée » encore dans les basaltes au-dessus des deux thalwegs voisins (NF 31-XVIII-XXIV, nº 90). Par contre le plateau entre les O. Tarhoumoute et In Dalèdje est bien mieux conservé car les entailles ont été obstruées ici par des coulées de vallées issues des quatre « puys » récents de l'O. Eraferzène. Cette chaîne de quatre volcans coupe le plateau en deux parties, mais les coulées ont envahi aussi bien la vallée de l'O. In Dalèdje que celle de l'O. Eraferzène qu'elles ont littéralement tapissées de lave.

Au Sud du Temerest (côte 2 292 m), le plus méridional de ces « puys », l'épaisseur des trapps diminue. Il ne subsiste que des collines plus ou moins tabulaires à la surface de la « dalle » rigide constituée par les 2 ou 3 coulées inférieures. Dès que celle-ci est entamée par les affluents de l'O. In Dalèdje, les vallées s'encaissent entre deux lignes de corniches. Cependant, dans cette région, jusque vers l'Akar Akar, le granite sous-jacent est altéré sur 10-15 mètres (*cf.*, p. 101), rendant la dalle basaltique très fragile dès que l'action du ruissellement entre en scène. Aussi on peut voir sur la photo aérienne NF 31-XVIII-XXIV nº 72 que le plateau se morcelle très rapidement en buttes isolées avec « nettoyage » parfait de la roche altérée jusqu'au plancher de roche saine. Au niveau de l'Akar Akar (photo aérienne nº 53) ces coulées de base s'étendent plus largement avec des vestiges de coulées plus altérées grises modelées en ondulations très douces par le ruissellement. Leur pente s'accentue, mais elles semblent se poursuivre sans discontinuité par le vaste plateau en pente très faible entre Akar Akar et Ahounahamt. P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 18) incorporent l'ensemble dans les « coulées supérieures ».

Si les coulées de base des trapps descendent ainsi jusqu'à 1 700 mètres, il faut admettre, sur ce flanc Sud, une déformation très régulière de la vieille surface. On a la même impression de continuité lorsque, à l'extrêmité occidentale, le long de la Taessa, on suit la piste chamelière de l'O. Assouel. En descendant cette piste, on suit la pente régulière de coulées basaltiques empilées jusque vers l'Aguelmame Talmeste. Puis les trapps disparaissent et il ne reste plus qu'une ou deux coulées vers 2 100 m, à pente si faible que le drainage est presqu'inorganisé. Ce long plateau s'avance jusqu'au Ketouf et semble bien être lié aux coulées inférieures des empilements basaltiques.

Pourtant, de l'Akar Akar au Kokaï, l'observation sur le terrain ou l'étude des photos aériennes (Nº 72 à 74) montrent que les trapps sont interrompus au niveau d'un talus de roches cristallines au Sud duquel des mesas à corniche unique peuvent être aussi bien des témoins dénivelés des coulées inférieures que des coulées postérieures ayant fossilisé une surface emboîtée. Plus au Sud, sur la rive Est de l'O. Terharharte la photo aérienne nº 51 indique d'intenses ravinements dans des roches volcaniques qui paraissent des basaltes altérés (mais je n'ai pas pu le vérifier sur le terrain) nettement en contrebas des précédents. C'est un des problèmes caractéristiques de la bordure Sud-Ouest, la seule où la vieille surface et les trapps ne semblent pas interrompus brutalement et s'abaissent lentement. Comme la vieille surface est, ici, parfois altérée par une cryptodécomposition, cette bordure présente des cas de très faibles emboîtements de coulées plus récentes en contre-bas de buttes témoins des trapps (*Cf.*, p. 406). Comme notre but dans ce chapitre est d'étudier les reliefs tabulaires liés aux « vieux » basaltes, nous nous limiterons aux formes de trapps caractéristiques, qui disparaissent vers 2 000 mètres environ, comme dans le reste de l'Atakor.

De l'Aleksod à l'Amdjer, les affleurements de trapps s'allongent sur plus de 100 km avec une largeur de 30 à 40 km au grand maximum, ce qui correspondrait à une extension semblable à celle

des séries basaltiques inférieures de l'Androy à Madagascar (100 × 40 km selon J. Battistini). Mais l'émiettement est bien plus poussé dans l'Atakor, sans doute à cause de la fragilité de l'édifice volcanique.

II. — LA FRAGILITÉ DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE EST DUE A L'EXISTENCE DE NIVEAUX ARGILEUX A LA BASE DES TRAPPS.

A. — DESCRIPTION DES NIVEAUX DE BASALTE ALTÉRÉ :

Ils se situent toujours très près du substratum, généralement au-dessus d'une ou deux coulées plus dures et se suivent sur d'assez longues distances avec beaucoup de régularité :

1) *DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES LE LONG DU TESSERLITE*

a) A l'Ouest de l'In Taraine.

En remontant la piste chamelière de Tamanrasset à Idelès, entre les O. In Dalèdje et Temorte, on rencontre sur le socle, une première série de coulées de basaltes noirs à débit irrégulier en petits blocs de 10-20 cm, taillés par l'érosion en petites collines de 10-15 mètres de haut à flancs très réguliers. Or, dans la branche NO du haut O. In Dalèdje, on peut observer une sorte d'intrusion de roche volcanique « acide », blanche avec des filonnets noirs, visible sur une dizaine de mètres. Elle ne s'accompagne d'aucune rubéfaction et ce fait est général : les horizons rouges ne sont jamais liés à des manifestations volcaniques postérieures de ce genre. En effet, les niveaux rubéfiés apparaissent plus haut dans la vallée, parfaitement horizontaux et alternant avec des niveaux gris peu épais de basalte très désagrégé et friable. Ces roches peu résistantes sont taillées en grands glacis, perchés à 15-20 mètres au-dessus de l'O. In Daledje, mais convergeant rapidement vers l'aval avec une seconde série de glacis emboîtés situés à une dizaine de mètres au-dessus des thalwegs. Au-dessus dans la falaise, les niveaux rouges ne deviennent plus que des liserés tandis qu'augmentent les niveaux de cendres grises et les coulées de moins en moins altérées. L'une de ces coulées, épaisse de 5 à 6 mètres, a conservé sa structure en colonnettes polygonales et donne un ressaut structural très continu que la piste chamelière gravit au prix de nombreux lacets. Cette moindre altération se traduit par un débit en blocs qui couvrent désormais les versants d'un manteau continu d'éboulis avec des pentes très raides et des ravins très étroits. Les coulées les plus élevées donnent des corniches nettes et étagées. L'épaisseur totale des niveaux rouges et gris est de 80 mètres environ (2 220-2 300 m).

b) A 25 km plus a l'Est, sur le flanc oriental du Tamekitène :

Ici le socle granitique, non altéré, est visible très près de la falaise. Il est surmonté, presque directement par une coulée de basalte altérée en argile rouge, puis un second niveau d'altération se situe entre deux coulées de basalte gris très friables, conservant parfois de vagues traces de colonnettes. Le second niveau rouge paraît bien être la partie altérée de la coulée située au-dessous de lui. Ensuite, on relève un empilement de cendres sur une dizaine de mètres d'épaisseur ; elles sont grises ou brunes, très fines et bien stratifiées à la base, puis plus désordonnées et plus compactes vers le haut. Elles sont surmontées par un nouveau niveau argileux, rouge, épais d'environ 2 mètres, puis par cinq à sept coulées de basalte noir bien plus frais et au sommet, par une coulée massive de phonolite découpée en clochetons ruiniformes par la gélifraction. L'interprétation de ce niveau rouge qui surmonte les cendres reste incertaine car il pourrait être dû à une transformation des cendres supérieures par une action hydrothermale.

c) A 8 km encore plus a l'Est, a l'Oued Tessemeddet les basaltes altérés recouvrent le gisement d'alluvions :

— *En A^1, un basalte transformé en argile rouge recouvre directement les alluvions,* surmonté par 3 mètres de basalte gris dépourvu de toute structure apparente et lardé de filonnets noirs ou rouille en tous sens, avec des poches remplies d'argile rouge brun. Les filonnets se multiplient vers le haut et se groupent en un niveau horizontal (horizon d'accumulation de fer ?) tandis que le basalte de plus en plus altéré passe progressivement du gris au rouge brique (1 mètre environ). Au-dessus vient un niveau entièrement argileux et très rouge, épais d'un mètre. Ici, il s'agit sans aucun doute d'une altération pédologique ;

— *En B^2, au-dessus des alluvions, on observe 3 mètres de basalte tout désagrégé,* de couleur jaune brun (C_{56} de l'échelle A. Cailleux) qui paraît être l'horizon inférieur d'un sol rouge brun, très argileux qui le surmonte sur environ 1 mètre.

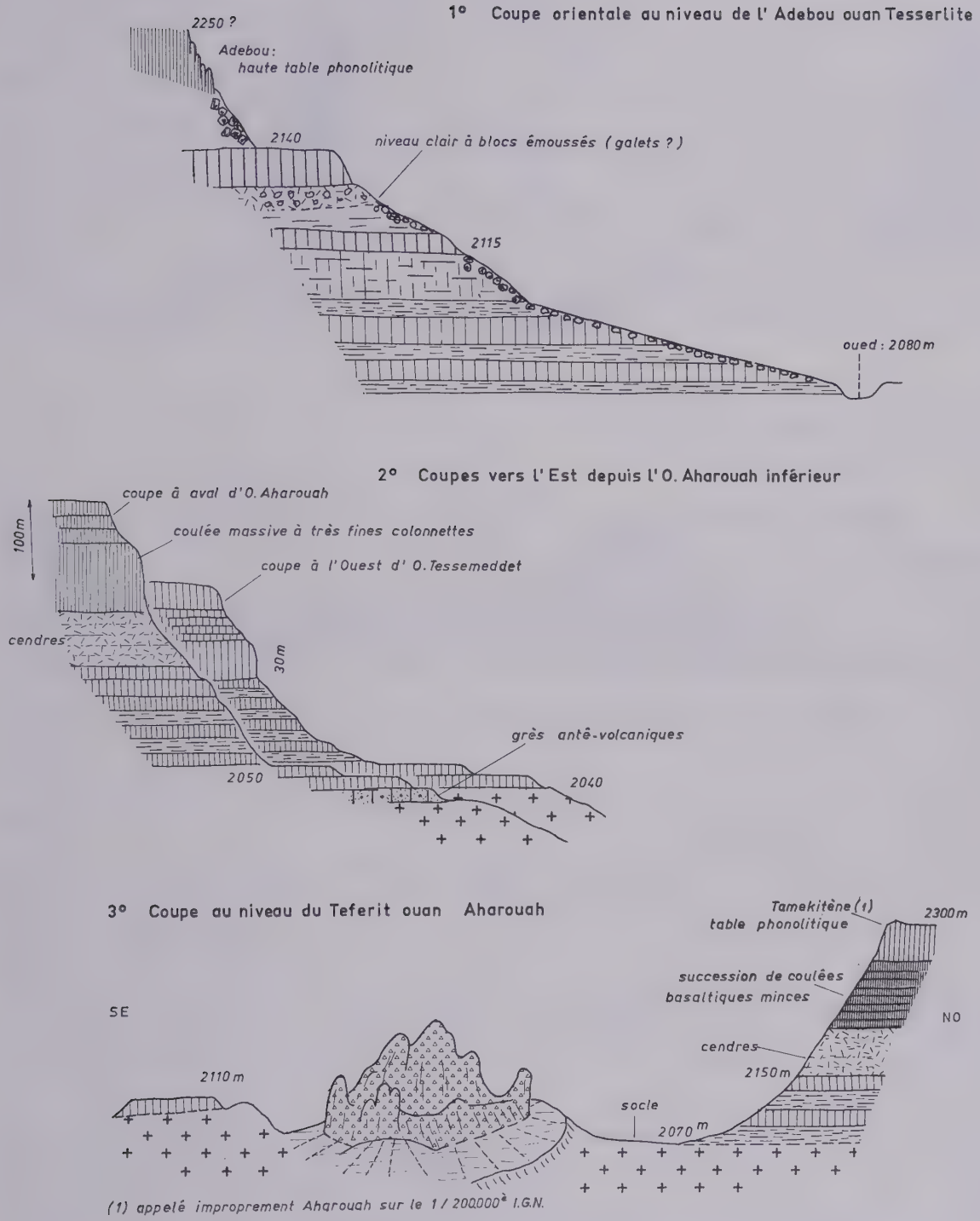


Fig. 42. — Coupes dans les trapps du Téhé Tessemeddet et du Tamekitène. La coupe nº 1 se situe dans la partie orientale du Tesserlite. La coupe nº 2 indique deux coupes vers le confluent des O. Tessemeddet (au fond) et Aharouah. La coupe nº 3 se place sur le flanc Est du Tamekitène, dans la partie centrale du Tesserlite.

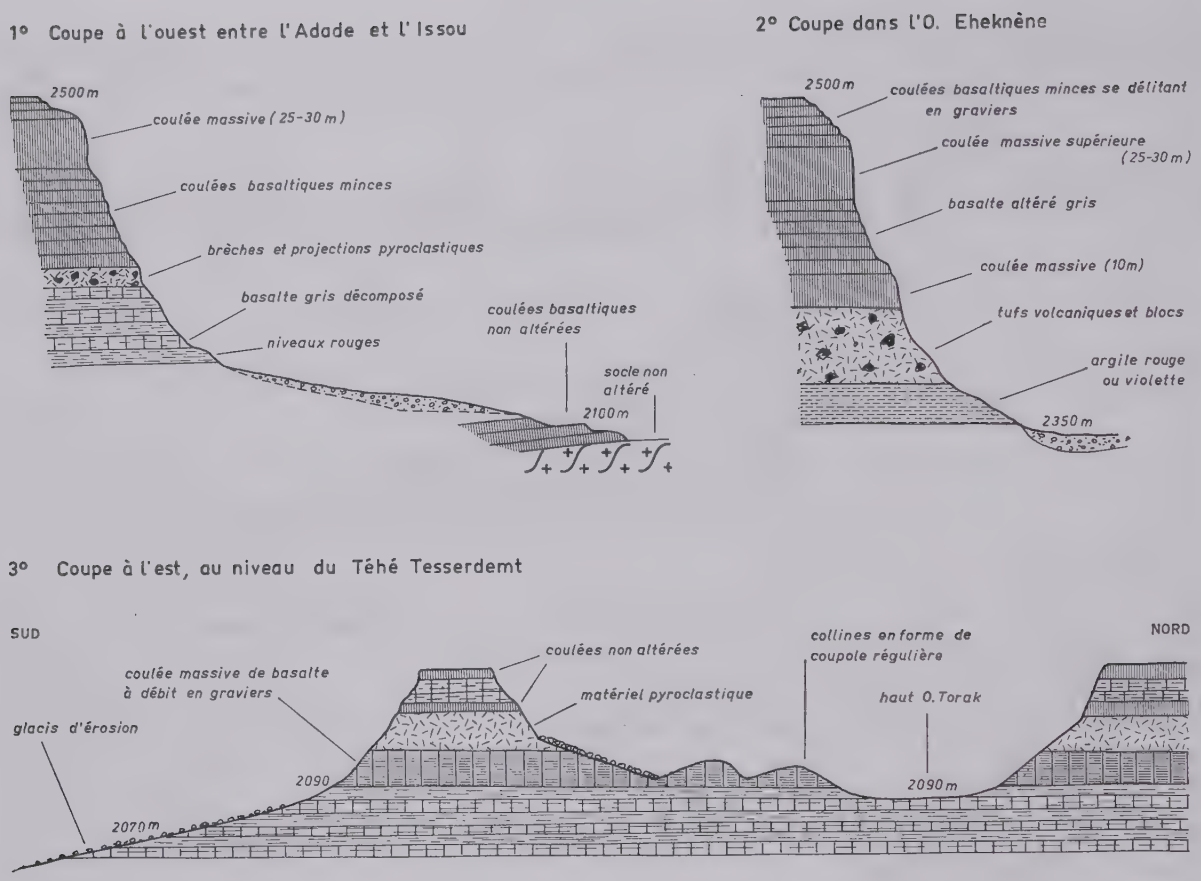


Fig. 43. — Autres coupes dans les trapps de la Koudia orientale : les coupes 1 et 2 se situent dans la partie occidentale du Tesserlite (au contact entre l'In Taraïne et l'In Zouzame). La coupe 3 se trouve au contraire dans la partie tout à fait orientale du Tesserlite.

d) A environ 3 km plus a l'Est, la « piste du sel » franchit le Tesserlite vers son extrêmité orientale (Col du *Téhé Tesserdemt*) :

— *Au pied du talus, des glacis très étendus recoupent une alternance de niveaux gris (D 81 de l'échelle* A. Cailleux*) et rouge brun (E 16)*. Trois alternances sont bien visibles sur une épaisseur totale d'environ 20-25 mètres, puis vers l'aval (cote 2 070 ?) tout disparaît sous l'épandage de blocs du glacis. Au-dessus des niveaux colorés, la falaise montre une accumulation de 20 mètres environ de basaltes très friables et gris, se débitant en petits gravillons (2-3 cm) [1] et tout lardés de filonnets noirâtres, qui fait penser à une coulée très épaisse et assez altérée. Au-dessus viennent deux coulées minces, bien mieux conservées, qui donnent au paysage son aspect tabulaire et fournissent les blocs qui recouvrent l'épaisse coulée altérée d'un manteau très uniformément incliné à 30° environ. Cette forme d'équilibre est aujourd'hui entaillée par des ravines nombreuses en relation avec les hautes vallées légèrement enfoncées en contrebas des glacis (fig. 43).

— *En passant le Col vers le Nord, on aborde la vallée de l'O. Torak* qui s'élargit très nettement dans ce niveau de basalte altéré. L'épaisse coulée grisâtre, débarrassée des coulées supérieures, donne de petites collines à flancs convexes (pentes de 15°-20° passant à de tout petits glacis à 2-5°) extrêmement curieuses. Une impression étonnante de perfection et d'équilibre se dégage de ces petits reliefs de roche si friable simplement recouverte d'une fine pellicule de petits graviers jointifs, régulièrement posés qui forment une « carapace » qui brille au soleil et sur laquelle on peut accéder en voiture jusqu'au sommet des collines. Cette régularité des pentes est due au calibre très homogène des graviers fournis

1. Ce débit en petits graviers s'explique, lorsque la pression étant trop forte, « les gaz ont tout juste pu constituer un film entre deux fragments de lave, film qui serait à l'origine du débit en petits graviers » (R. Capdevila — *Etude pétrographique et structurale du complexe volcanique de St-Thibery* — *Bull. S.G.F. 7e série, t. IV n° 1, 1962, p. 16*).

par ce basalte gris [1] et s'oppose aux pentes plus raides que déterminent, en amont ou en aval, les gros blocs des coulées supérieures et aux pentes très faibles des glacis taillés dans les niveaux rouges et gris. Le premier niveau rouge rencontré dans l'O. Torak se situe à 2 090 mètres, exactement la même altitude que sur le flanc Sud. Puis les autres niveaux apparaissent au gré des entailles dans les glacis.

e) A L'EXTRÊMITÉ ORIENTALE DU TESSERLITE, AU TÉHÉ LAMADET, la vallée descendant vers le Nord se termine par de vastes glacis emboîtés, à pente de quelques degrés, qui entaillent au moins trois séries de coulées altérées où les colorations rouges ou brunes alternent avec des niveaux gris. L'altitude du plus haut niveau rouge est pratiquement 2 090, comme sur la piste du Sel. Doit-on alors penser à l'intervention d'un niveau hydrostatique dans cette altération ? Au-dessus, on observe comme sur la piste du Sel, une épaisse coulée grise altérée se débitant en graviers ou en boules très irrégulières ; les colonnettes n'apparaissent que sur les bords des deux ou trois coulées supérieures qui donnent les entablements. Dans la vallée descendant vers l'Est (vers l'O. Tileline), un ancien versant incliné à 25°-30° se poursuit par un haut glacis qui recoupe les niveaux altérés. Mais un important ravinement récent a disséqué ce glacis en buttes couronnées d'une pellicule de blocs et donné naissance à un grand cône d'épandage en aval. Dans les entailles, au moins cinq niveaux rubéfiés sont visibles entre le col et le début de l'épandage à 50 mètres plus bas.

2) *CES NIVEAUX ROUGES SONT-ILS DES « RED PARTINGS » OU BIEN UNE ALTÉRATION PÉDOLOGIQUE ?*

a) L'HYPOTHÈSE D'UNE ORIGINE HYDROTHERMALE OU D'UNE ALTÉRATION PAR DES GAZ CHAUDS (RED PARTINGS) PARAIT DEVOIR ÊTRE REJETÉE :

1) **Ces venues hydrothermales auraient dû normalement laisser des traces :**

a) *On trouve parfois associées à ces basaltes altérés des fibres d'aragonite* (détermination contrôlée aux rayons X) longues de 5, parfois même 10 cm assemblées en faisceaux divergeants. On pourrait éventuellement les interpréter comme des vestiges d'apports hydrothermaux postérieurs. Or, l'Abbé P. BORDET qui a étudié des formations actuelles de geysers m'a indiqué très nettement que les cristallisations correspondantes avaient toujours une allure de longs manchons, par suite de l'imprégnation locale du pourtour du conduit et que l'altération qui leur était liée n'avait pas l'extension horizontale des niveaux rouges. Comme on retrouve aussi cette aragonite dans les fentes de basalte en contre-bas des niveaux rouges, ou parfois « un lacis de petits filonnets de calcite blanche » à quelques mètres plus bas (P. BORDET, 1952, p. 28), on peut penser qu'il s'agit d'un entraînement de la chaux des basaltes par des processus pédologiques ;

b) *Dans l'hypothèse de venues hydrothermales acides, le premier effet de ces eaux aurait été l'élimination des cations* avec formation de kaolinite (or, l'argile de ces niveaux rouges est souvent montmorillonitique), puis du fer. Or, le résultat de l'altération dans l'Atakor est souvent un enrichissement en fer, même par rapport au basalte frais. D'autre part, les analyses chimiques n'ont jamais révélé la présence de fluor, de soufre ou d'autres indices hydrothermaux, mais uniquement celle des constituants normaux d'un basalte altéré ;

c) *Enfin*, M. GIROD *qui travaille depuis plusieurs années sur la pétrographie de ces laves, m'a indiqué également qu'il n'avait pratiquement jamais rencontré de zéolithes* qui sont caractéristiques de circulations thermales : le volcanisme de l'Atakor semble presque totalement dépourvu de manifestations de ce genre et ceci est vrai par exemple pour les éruptions volcaniques subactuelles.

2) **Les argiles d'origine hydrothermale présentent des caractéristiques différentes de celles de l'Atakor :**

a) P. BOUT *remarque dans sa thèse* (1960, p. 68) *qu'« en pays volcanisé, la composition minéralogique des argiles ne peut pas toujours être interprétée en fonction du climat »* et que « les travaux de Trygvason ont montré que l'action des eaux thermales sur les basaltes islandais pouvait déterminer la formation d'argiles contenant, entre autres minéraux, de la kaolinite et de la gibbsite ». F.W. BARTH a trouvé dans ces mêmes « red partings » des trapps d'Islande et de Jan Mayen, de la gibbsite, de la kaolinite et même de la montmorillonite et il a montré que ces minéraux se formaient encore par une altération hydrothermale actuelle. Pour les lits intrabasaltiques et sous-basaltiques des volcans tertiaires de l'Ouest de l'Écosse, A. GODARD, H. PAQUET et G. MILLOT (1961), ayant trouvé une montmorillonite associée à de la gibbsite, penchent pour une hypothèse hydrothermale puisqu'une telle association paraît aberrante dans un sol, mais pour d'autres niveaux rouges, où les associations de minéraux argileux sont plus « normales », ils concluent, avec réserve, à des sols ferrugineux tropicaux de type soudanien avec une saison sèche marquée et un total de 1 200 mm de pluies environ.

1. Ces graviers de 2-3 cm ne semblent pas excéder la compétence du ruissellement et leur pavage ne paraît guère en mesure de résister au ravinement. On serait plutôt tenté d'expliquer la genèse de ces formes par un glissement très lent sur un sol mouillé par de brèves humectations (?).

b) *Dans l'Atakor, les analyses d'argiles ont donné des résultats variés, mais toujours conformes aux schémas de l'altération pédologique.* Par exemple, au Téhé Lamadet :

— Le niveau rouge analysé aux rayons X (Inst. Cathol., Paris) et à l'analyse thermique différentielle (I.G., Paris) a toujours donné une kaolinite très prédominante avec un peu d'illite et de montmorillonite. L'analyse semi-quantitative (Lab. Géol., Strasbourg) permet de préciser l'existence d'environ 60 % de kaolinite sûre, 20 % de montmorillonite et 20 % d'illite.

— Le niveau gris situé au-dessous indique une montmorillonite presque pure (Serv. Mines et Carte géol. Alg.) ce que confirme l'analyse semi-quantitative au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) : 100 % de montmorillonite.

La distribution des argiles paraît donc en rapport avec une évolution pédologique « in situ ». R. Maignien en mai 1963 m'a indiqué que l'argile rouge avait une structure en « pain d'épice » qui rappelle des argiles de sols tropicaux ; le niveau gris fait penser à un sol hydromorphe à gley, à drainage défectueux au moins pendant la saison des pluies, tels ces sols gris d'Antanimena décrits par P. Segalen dans sa thèse (1956, p. 69) avec de « fortes quantités de montmorillonite et un peu de kaolinite ». Cette différence de composition peut donc s'expliquer par l'action d'une nappe plus ou moins temporaire à la partie inférieure du profil, sans altérer les caractères pédologiques de la partie supérieure.

b) L'altération hydrothermale se présenterait-elle sous la forme de niveaux horizontaux et continus ? Les montées gazeuses ou hydrothermales affectent normalement des zones limitées à allure verticale et l'on peut suivre la diminution rapide de l'altération vers les bordures, comme l'a bien montré J. Nicolas dans sa thèse. Au contraire, dans l'Atakor, les niveaux rouges se suivent très régulièrement le long de coulées horizontales et sur toute la longueur de celles-ci — toujours dans une zone bien définie de l'empilement basaltique — depuis l'Aleksod jusqu'à l'Amdjer, éloignés de plus de 90 km. On a l'impression que ces niveaux altérés et colorés se placent dans une phase de « rémission volcanique », permettant à la surface de la coulée exposée à l'air, de s'altérer avant d'être recouverte par de nouvelles coulées. D'autre part, nous avons vu que dans la coupe de Tamékitène, les horizons rouges se situent dans les coulées alors que les cendres, plus poreuses et épaisses, n'ont pas été affectées par la rubéfaction [1] et cette observation est fréquente dans l'Atakor. D'ailleurs, A. Meyer (1953) a constaté lors d'éruptions récentes une rubéfaction de laves se refroidissant au sein de gaz acides chauds, mais cette rubéfaction restait très limitée au voisinage des bouches éruptives.

3) *LA CONSTANCE DES ALTITUDES DE CES NIVEAUX ROUGES PEUT FAIRE PENSER A UNE ALTÉRATION AU NIVEAU D'UNE NAPPE*

a) **C'est l'hypothèse envisagée au Congo par** A. Meyer (1953) à cause de cette horizontalité des niveaux rouges ; la superposition de plusieurs niveaux proviendrait de plusieurs emplacements de nappes étagées. Quand la nappe s'abaisse brutalement, elle laisserait un lit rouge au niveau primitif, dû à une altération par l'eau souterraine lors des variations saisonnières. Cependant, on peut objecter qu'au niveau d'une nappe se formerait presqu'essentiellement de la montmorillonite, et non pas de la kaolinite surtout si cette nappe, quasi horizontale, ne présentait qu'une pente d'écoulement extrêmement faible.

b) **Dans l'O. In Tekadène** (sur la rive gauche, peu avant que la piste automobile ne quitte l'oued vers l'aval) on peut voir dans les entailles de reprise d'érosion d'un glacis ancien couvert de blocs de phonolite un exemple d'horizon rouge à niveau ferrugineux bien différencié :

— *A la base, on aperçoit un basalte gris* très altéré et assez argileux dans lequel le ravinement progresse en patte d'oie, arrêté seulement par l'éboulement de blocs tombés du reg dans les ravines.

— *Puis après un mince horizon jaune, un niveau rouge brun* (E 16 de l'échelle A. Cailleux) ou jaune orangé, très argileux (cassure esquilleuse et brillante) et épais de 1 à 2 mètres. Sa structure en pain d'épice le rapprocherait de sols décrits par M. Bonifas sous climat tropical humide, mais une analyse thermique différentielle (I.G., Paris) n'a permis de mettre en évidence que de la kaolinite et des produits ferrugineux (analyse sur produit brut) et l'analyse aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) permet de préciser sur produit traité, l'existence de 40 % de kaolinite, 30 % d'illite et 30 % de montmorillonite. La gibbsite n'a pas pu être mise en évidence. Faut-il admettre qu'effectivement, l'absence de gibbsite provient de la recombinaison de la silice avec l'alumine au niveau d'une nappe aquifère ?

1. Les cendres paraissent les premières affectées par les circulations de gaz chauds et P. Bout remarquant une rubéfaction affectant des tufs intrabasaltiques mais gagnant aussi des laves sus-jacentes aux tufs utilise cet argument en faveur d'une origine pédologique.

— *Progressivement cette argile rouge est indurée par du fer* et passe à un niveau ferrugineux de couleur brun violacé à brun jaune épais de 10-20 cm en moyenne. Cette « carapace » [1] est finement feuilletée à la base et surmontée d'éléments concrétionnés jaunâtres, argileux au centre. G. ROUGERIE, à qui j'avais montré cet échantillon en 1962 pense à une formation par apports latéraux au sein d'une argile qui paraît présenter, déjà à l'origine, cette allure feuilletée que le fer a soulignée. La présence de quelques petits quartz légèrement lustrés et à angles émoussés fait aussi penser à une origine partiellement alluviale, à l'air libre par conséquent et non pas au niveau d'une nappe aquifère. L'analyse aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) de la fraction argileuse indique 50 % de montmorillonite, 30 % d'illite et seulement 20 % de kaolinite, donc des conditions plus hydromorphes que le sol rouge sous-jacent. On peut penser à une montée postérieure de la nappe phréatique dans le profil pédologique, les eaux chargées d'oxydes de fer peptisant intensément les argiles. Mais cette ferruginisation a dû se produire au voisinage de la surface.

c) **On ne peut donc pas adopter ici l'hypothèse de** G. BACHELIER **pour les basaltes du Cameroun** (1957, p. 564) où un horizon ferrugineux épais de 2 à 3 cm, continu, non horizontal mais parallèle à la surface est attribué à la formation d'un « orstein » par l'eau circulant en profondeur dans les basaltes, au niveau d'un sol rouge. Dans l'Atakor, bien que ces anciens sols aient été tronqués avant d'être fossilisés ou bien partiellement détruits par l'arrivée d'une nouvelle coulée, on reconnaît souvent encore des horizons qui ont toutes les apparences d'horizons pédologiques. Déjà W.L. KUBIENA (1955) avait décrit la coupe d'un de ces niveaux (sans en préciser la position) qui est typiquement celle d'un sol. Il distingue, après étude au microscope :

— *Un horizon* C_1 caractérisé par un assemblage compact de plagioclases décolorés ayant perdu leurs mâcles et de grains de magnétite rouge vif dont les bords présentent des traces d'altération ;

— *Un horizon B/C* où les grains de magnétite sont presque totalement détruits ;

— *Un horizon B* où les oxydes de fer sont accumulés et de couleur rouge. L'assemblage devient plus lâche et spongieux avec des lacunes. L'argile de cet horizon comprend d'après l'A.T.D., 50 % de kaolinite, 5 % de goethite et des éléments composites (pic à 345°). Les rayons X permettent de préciser cette composition : 5 % de lépidocrocite (même composition que la goethite, mais cristallisation en paillettes), 30 % d'hématite et 5 à 10 % d'illite. Soit une composition globale d'environ 50 % de kaolinite, 40 % d'oxydes et d'hydroxydes de fer et 5-10 % d'illite.

d) **Enfin, en replaçant ces niveaux rouges dans le cadre de l'évolution générale de l'Atakor**, on se rend compte qu'une telle altération rouge affectait déjà le socle sous-jacent et qu'il est logique qu'elle se soit poursuivie dans ce contexte de climat tropical. Seules les premières coulées sont parfois très fraîches : est-ce dû à une période transitoire nettement aride ? Ou plus simplement à la rapidité de leur recouvrement par de nouvelles laves ? Il existe d'ailleurs à la périphérie de l'Atakor, par exemple sous les coulées phonolitiques du Debnat et de l'Hadriane, des témoignages d'altération profonde du socle qui pourraient bien être contemporains des niveaux rouges basaltiques (*Cf.*, p. 417).

B. — INTENSITÉ DE CETTE ALTÉRATION PÉDOLOGIQUE

Ces différents sols peuvent facilement se comparer étant donné la grande homogénéité de la roche mère. P. BORDET (1952) définit ces basaltes comme « très classiques », à olivine et augite, riche en oxydes de fer tendant souvent vers des ankaramites (augite dominante) et beaucoup plus rarement vers des andésites (basaltes à fayalite où l'augite est presqu'absente). M. GIROD a mis en évidence la sous-saturation de ces basaltes en silice (40-45 %). Les quelques analyses chimiques ci-dessous montrent la grande parenté qui existe entre :

— *Trois basaltes de l'Atakor* prélevés dans ces empilements anciens dans l'O. In Tekadène (analyse n° 1) dans la coulée massive près du sommet de l'In Taraïne (n° 2) et enfin dans la coupe de la piste chamelière entre les O. In Daledje et Temorte (n° 3). Ces deux dernières analyses ont été effectuées au C.R.P.G. de Nancy ;

1. Selon la terminologie proposée par R. MAIGNIEN (1958). Elle s'oppose aux « cuirasses « très dures, noirâtres et hétérogènes rencontrées par exemple au sommet de la « série discordante » du Ras Istène.

— *Les valeurs moyennes de* 15 *analyses de basaltes de l'Atakor* que m'a amicalement transmises M. Girod (n° 4).

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2
1	42,22	14,57	4,67	7,88	0,21	7,89	11,1	4,11	1,97	3,82
2	42,6	13,1	14,5		0,29	8,23	10,65	3,39	0,92	3,68
3	40,0	16,0	13,5		0,27	4,50	10,0	3,65	1,65	3,5
4	43,3	14,1	5,2	7,1	0,2	8,7	12,0	3,3	2,0	3,1

1) *LES ALTÉRATIONS LES PLUS FORTES SE RENCONTRENT SYSTÉMATIQUEMENT DANS LES NIVEAUX ROUGES INFÉRIEURS :*

a) Coupe dans l'O. Tebazait

En suivant la piste de Tamanrasset à l'Assekrem, on rencontre de très beaux niveaux rouges au confluent des O. In Dalèdje et Tebazaït, peu après avoir quitté le socle pour la dernière fois. Puis, au-delà, les niveaux rouges deviennent lenticulaires, entre des coulées de basaltes gris friables, puis plus durs : aussitôt la piste grimpe en décrivant des lacets. Dans les niveaux rouges inférieurs, un niveau atteint deux mètres d'épaisseur, formé d'une argile rouge (2,5 YR 4/6 du code Munsell) très compacte, à cassure anguleuse et parcourue par de nombreux films ferrugineux. A l'Ouest de la piste, ce niveau passe sous une coulée grise qui est venue indubitablement recouvrir, et détruire en partie, un sol en place. Ce sol a été décrit par J.H. Durand et P. Dutil (1958) et comparé avec les « latérites » de la Guyane britannique, avec même un rapport moléculaire SiO^2/Al^2O^3 plus faible pour l'Atakor (0,37) que pour la Guyane (1,43). Les auteurs en concluent qu'un climat chaud et particulièrement humide a régné sur le Hoggar à cette époque. Or, cette analyse, très brève, appelle un certain nombre de remarques :

1) **Les auteurs séparent la teneur en silice en deux catégories** : « silice sol » (5,3 %) et « quartz » (19 %), ce qui est extrêmement étonnant dans un sol sur basalte, roche mère normalement dépourvue de quartz [1] J.H. Durand et P. Dutil ne donnent aucune explication à cette anomalie, que j'ai également retrouvée en étudiant ce sol à la binoculaire : on y trouve effectivement des quartz « esquilleux » et qui ne peuvent pas être considérés comme de la silice de néoformation :

— *Ils ne peuvent pas provenir des roches volcaniques plus « acides »* selon l'expression de P. Bordet, mais dépourvus également de quartz et probablement postérieures à ces premiers basaltes ;

— W.L. Kubiena (1955) *avait signalé dans ses analyses de sols « récents », une forte teneur en minéraux étrangers dans l'horizon A* et en particulier la forte proportion de débris de quartz. Il l'explique « par l'arrivée de sédiments éoliens sous l'actuel climat désertique ». Or, cette explication ne peut être applicable à des sols fossilisés comme celui de l'O. Tebazaït. Cette présence de quartz doit être expliqué par une cause antérieure à la fossilisation ;

— G. Bachelier (1957), *trouvant des quartz dans des sols bruns récents sur basalte,* les attribue à des quartz arrachés au socle lors de la montée des laves, et incorporés aux basaltes. Cette incorporation de petits quartz dans la lave n'est pas inconnue dans l'Atakor, mais statistiquement, sur plusieurs centaines de lames minces observées, M. Girod pense que la proportion de quartz incorporés est infime.

Si ces 19 % *de quartz indiqués par* J.H. Durand *et* P. Dutil *doivent être considérés comme détritiques, le niveau rouge n'est pas un véritable sol « in situ ».*

2) **La « silice sol » n'intervient alors que pour 5,3 %, sous forme de silicates d'alumine combinés dans les argiles**, ce qui donne une proportion bien faible d'argile au sens minéralogique. Une bonne partie des 23,4 % d'Al^2O^3 se trouve alors sous la forme d'Alumine et ajoutés aux 23,9 % de Fe^2O^3, donne une très nette prépondérance à une accumulation des sesqui-oxydes.

3) **Une zone d'accumulation des sesqui-oxydes :**

— *Cette accumulation est confirmée par la présence de manganèse* en quantité nettement plus forte que dans toutes les autres analyses, plus forte même que dans une roche mère : 3,1 % contre 0,21 dans le basalte d'In Tekadène. Or le manganèse, sous climat tropical, migre comme le fer et, comme lui, se concentre, mais il est très sensible à l'hydromorphie locale. Il a une mobilité plus grande que le fer, mais s'accumule facilement en concrétions ou en films ;

— *Par contre, la teneur en titane* (2,8 %) *est plus faible que dans la roche mère* (basanitoïde de l'O. In Tekadène : 3,82 ; les autres analyses ci-dessus : 3,68 et 3,5). Or, J.L. d'Hoore (1954, p. 13-14) a montré

1. L'individualisation du quartz pourrait à la rigueur s'admettre dans les tholeïtes (basaltes sursaturés en silice), mais jamais dans les basanitoïdes de l'Atakor.

que « les sols des pays tropicaux contiennent généralement plus de titane que les sols des pays tempérés » ; « le titane se comporte comme un élément résiduel et semble doué d'une mobilité très faible ». Cette faible teneur relative fait également penser à un milieu sans doute alluvial plutôt qu'à une accumulation résiduelle dans un sol ;

— *La proportion de* 4,6 % *de CaO est aussi insolite dans un sol décrit par ailleurs comme très évolué.* Elle indique plutôt un mauvais drainage dans une zone d'hydromorphie ;

— Dans une communication orale à l'Institut de Recherches Sahariennes, P. DUTIL a précisé que *la concentration du fer augmentait progressivement entre le haut du profil (environ* 10 %) *et le bas* (20 *à* 23,9 %). L'analyse chimique donnée dans la note de J.H. DURAND et P. DUTIL se situe donc au niveau de la concentration maxima. Un échantillon que j'avais prélevé à environ 30 cm de la base du profil, analysé en 1958 au laboratoire géomorphologique de Dinard (méthode DUCHAUFOUR et BOURCART) contenait 18,4 % de fer, mais nettement plus d'Alumine (29,5 %) et de Silice (39 %) que l'échantillon de P. DUTIL. L'analyse ne permettait pas malheureusement, de séparer les deux formes de silice et d'établir le rapport moléculaire. A la binoculaire, le fer se présente sous la forme de petits pisolites de magnétite.

4) **La nature des minéraux argileux de cet échantillon est assez variable** :

— *L'étude aux rayons X et l'analyse thermique* avaient permis à J.H. DURAND et P. DUTIL de déterminer « une kaolinite pure ».

— *Les rayons X et l'analyse thermopondérale* effectuées au C.R.P.G. de Nancy sur mes échantillons donnent un mélange d'où ressort environ 60 % de kaolinite, 20 % d'illite et 20 % de montmorillonite.

— *Cette étude, reprise au diffractomètre à Strasbourg* (Lab. Géol.) sur un nouvel échantillon que j'avais prélevé donne 80 % de montmorillonite et 20 % de kaolinite. Ces analyses contradictoires indiquent tout comme l'analyse chimique, une évolution certainement complexe d'un ancien sol peut-être, mais enrichi en éléments détritiques et remanié par hydromorphie.

5) **Enfin il parait y avoir contradiction dans l'analyse de J.H. Durand et P. Dutil entre une altération très poussée et une granulométrie où l'argile n'entre que pour 10** % (les limons 13,5 %, les sables fins 76,5 % et les sables grossiers : néant). Or à Madagascar, dans les sols sur basalte sous climat tropical humide analysés par P. SEGALEN (1956) « les fractions argiles et limons sont les plus abondantes, puisque chacune d'elle est comprise entre 30 et 40 % ». Dans l'analyse précédente, le total limons-argiles n'atteint pas 24 % et la richesse en sables fins est tout à fait inattendue. Doit-on considérer ces « sables fins » comme une fraction de quartz détritiques et de pisolithes de fer ? ou au contraire comme des grains d'argile n'ayant pas été suffisamment désagrégés ?

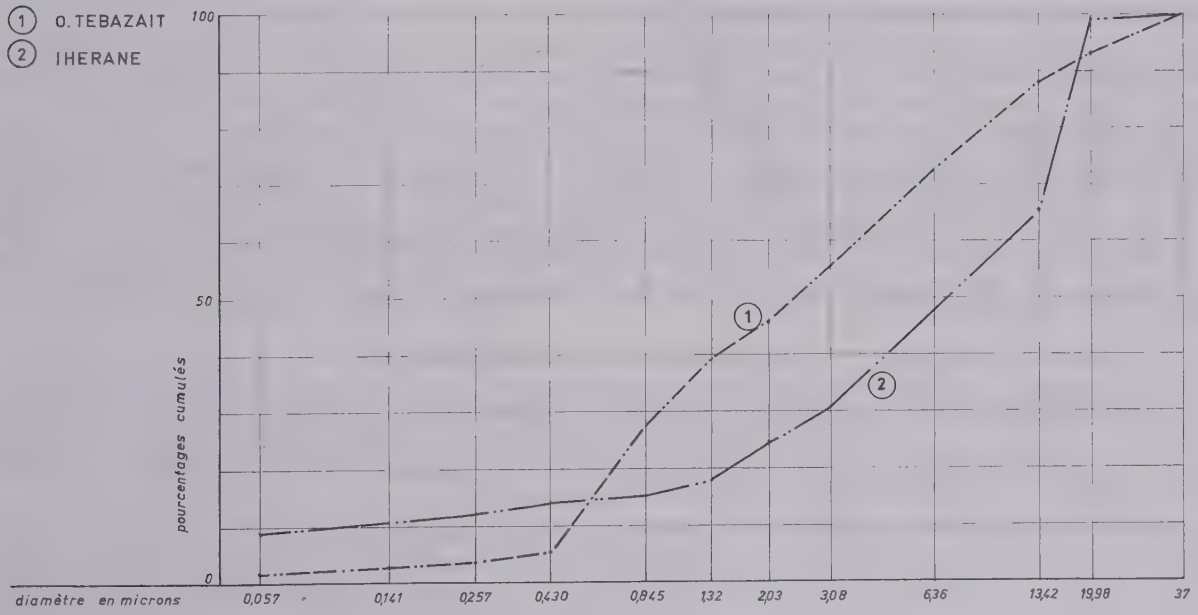


Fig. 44. — Courbes granulométriques des argiles pédologiques de Tebazait et Iherane (sols rouges interstratifiés dans les trapps basaltiques).

L'erreur provient, à mon avis, de l'analyse elle-même, effectuée sur la « terre fine sèche », alors que, pour des argiles désertiques, un tamisage à sec ne permet pas de dissocier les fins agrégats argileux. A la binoculaire, on remarque, en effet, des quantités de particules de la grosseur des sables fins, à cassure très anguleuse. Ces particules, parfois noires extérieurement s'écrasent sous la pression de l'ongle en donnant de l'argile. W.L. Kubiena (1955) avait déjà remarqué qu' « à l'état sec, la masse a presque l'allure d'une roche ; humidifiée, elle se décompose en petits fragments anguleux à arêtes vives. Après un long frottement entre les doigts, il se forme une pâte très plastique et gluante ». « La coloration est extraordinairement forte et un petit morceau d'argile suffit pour colorer intensivement la peau et les doigts. » P. Segalen indique d'ailleurs qu'à Madagascar, les sols rouges « sont souvent riches en sable fin, constitué, en fait, de très fins agrégats » (1956, p. 43).

J'ai donc repris l'étude granulométrique de cette argile qui a été analysée par la méthode de la pipette d'Andreasen (I.G., Paris). La fraction réellement argileuse, inférieure à 2 microns, est en fait de 45,6 % et la fraction limons de 47,6 %. Il ne reste, pour les sables fins, que 6,8 % de l'échantillon. Au-dessous de 0,845 microns, il reste encore 27,2 % d'argile très fine. Dans ces conditions, l'hypothèse d'une très forte altération paraît confirmée [1].

L'interprétation de ces niveaux rouges se révèle donc particulièrement complexe. Celui de l'O. Tebazaït ne peut pas être considéré comme un véritable sol et comparé à d'autres sols tropicaux. Les observations précédentes font penser plutôt à un colluvionnement dans un bas fond, à l'aval de sols évolués mais avec des apports étrangers (particules de quartz) et un remaniement dû à un drainage déficient : montmorillonite de néoformation, présence de 4,6 % de CaO, un pH assez nettement alcalin (8,4 à 18°) et enfin 3,1 % de MnO. Ce niveau ne peut donc pas être retenu comme exemple d'un sol reflétant le climat de l'époque. Tout au plus peut-on dire qu'aucun élément ne s'oppose à un type de climat tropical assez humide.

b) Le niveau rouge de l'O. Tessemeddet parait nettement plus caractéristique d'une évolution pédologique. Nous avons vu qu'en coupe déjà (*Cf.* p. 166), le niveau présentait plusieurs horizons : horizon rouge d'accumulation et au-dessous un horizon jaunâtre ou gris (horizon C ?). La partie supérieure (A) a dû être tronquée avant (ou pendant) l'épanchement de la coulée postérieure.

1) **La composition chimique** (fig. 46) est ici nettement plus proche de celle des sols basaltiques sous climat tropical :

— *Tous les cations bivalents et alcalins ont pratiquement disparu.* Il ne subsiste que 0,69 % de CaO contre 4,6 % à Tebazaït.

— *Dans cette analyse effectuée au C.R.P.G. de Nancy, les deux formes de la silice n'ont pas pu être distinguées.* Malgré cela, le rapport moléculaire SiO^2/Al^2O^3 s'établit à 1,74 et il serait certainement plus faible en ne considérant que la silice combinée. L'étude de cette argile au microscope indique en effet, la présence, ici aussi, de quelques grains de quartz anguleux, mais très rares, au milieu des particules argileuses et des agrégats ferrugineux.

— *Le fer est nettement plus abondant que dans la roche mère* (26,2 % contre 12,5 %) et indique un enrichissement par lessivage d'horizons supérieurs (ou latéraux) aujourd'hui disparus. La couleur rouge vif fait penser à une très forte proportion d'hématite, par déshydratation et oxydation.

— *Enfin l'augmentation des oxydes de titane par rapport à la roche mère* (8,65 % *contre* 3,8 %) *paraît très caractéristique d'une accumulation résiduelle.* Cela s'explique très bien par l'inaltérabilité de l'ilménite (« fer titané » $(Fe, Ti)^2\ O^3$) qui reste un minéral stable au cours de l'altération latéritique (J.P. Lajoignie et M. Bonifas, 1961). Il s'agit bien d'une accumulation relative puisque le titane n'est pas entraîné et s'accumule dans le sol. Cette haute teneur en TiO^2 distingue nettement ces argiles sur basaltes, des argiles également kaoliniques, provenant de roches mères cristallophylliennes des niveaux altérés anté-basaltiques.

2) **L'analyse des minéraux argileux est ici très concordante :**

— *L'analyse thermique différentielle* (Inst. Cathol., Paris) donne une courbe extrêmement classique d'une belle kaolinite avec présence de produits ferrugineux (échantillon non traité).

— *Les rayons X* (Lab. Géol., Strasbourg) confirment sur produit traité (séparation des produits ferrugineux), la proportion de 100 % de kaolinite.

3) **Le problème fondamental est posé par l'étude de l'alumine**. Les analyses ci-dessus n'ont pas mis en évidence la présence de gibbsite qui pour de nombreux pédologues entre dans la définition de l'altération ferrallitique : « la ferrallitisation est un phénomène d'altération susceptible de

1. R. Battistini (1964, p. 151) indique, pour les sols rouges des basaltes de l'Androy, 30 à 50 % d'argile et 20 à 40 % de limons.

provoquer la décomposition totale des silicates d'alumine primaires d'une roche et d'assurer l'accumulation d'hydroxydes d'alumine primaires d'une roche et d'assurer l'accumulation d'hydroxydes après drainage de la silice et des bases » (N. Leneuf, 1959, p. 180). :

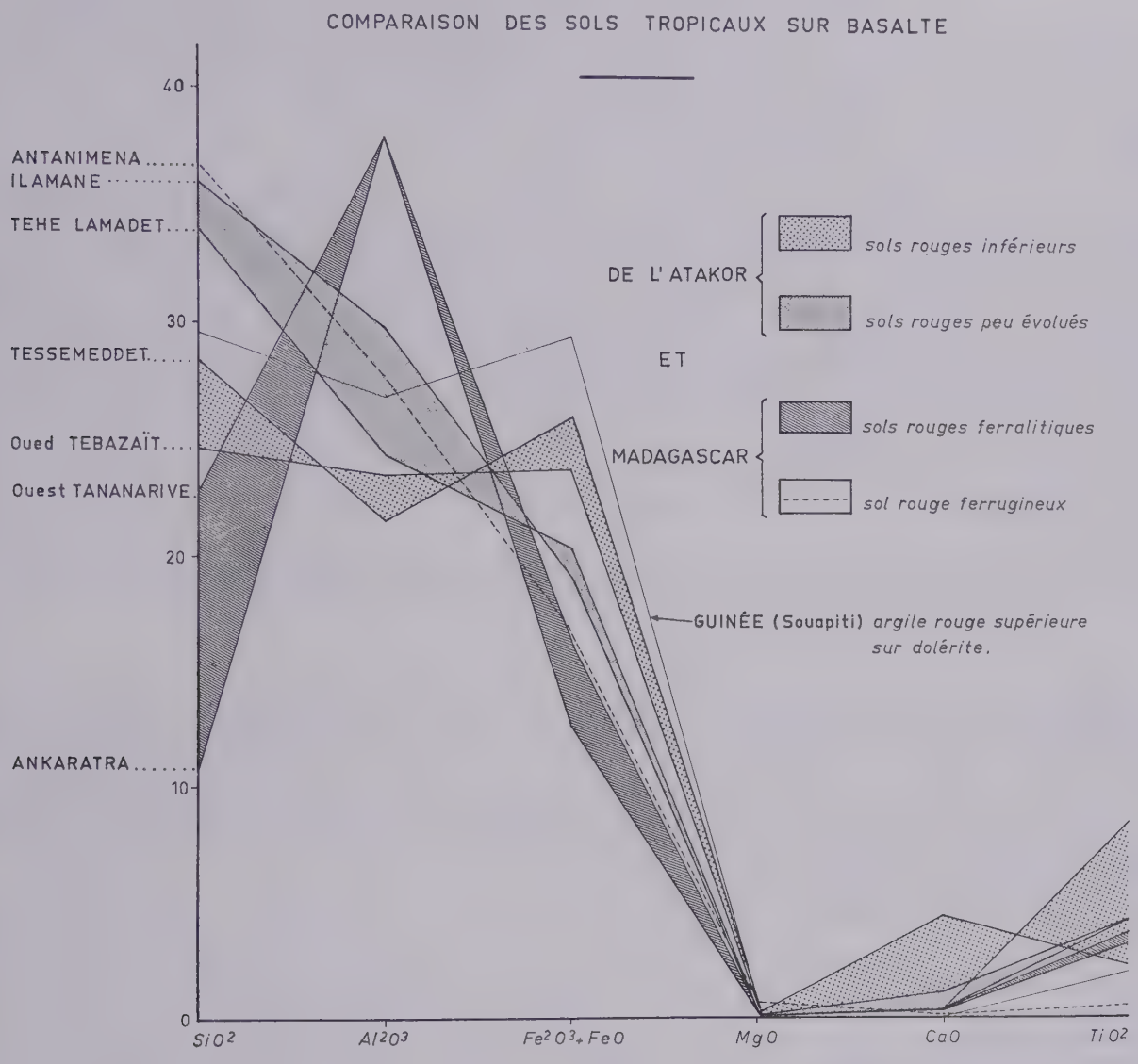


Fig. 45. — Diagrammes comparatifs des sols fossiles rouges de l'Atakor et de sols tropicaux actuels sur basalte.

a) *Le rapport SiO^2/Al^2O^3 même en ne retranchant pas la silice non combinée, se situe à la limite des valeurs indiquées par* P. Segalen (1956, p. 124) pour les sols ferrallitiques rouges sur basalte avec des pluies en toutes saisons (1,4 à 1,7 mètres, de décembre à avril et crachin le reste de l'année) et des températures variant de 15° en saison fraîche à 20° en saison des pluies. A la station d'Ambatolampy (éch. FX 11), les rapports moléculaires varient de 0,5 à 1,7. Le sol de l'O. Tesseméddet se trouverait donc dans ces limites. D'ailleurs, P. Segalen (1956, p. 80) a trouvé pour un sol rouge basaltique en condition de bon drainage, sur la côte NE, un rapport « très proche de 2 », malgré des pluies bien réparties dans l'année atteignant 2 100 mm et une température moyenne annuelle de 24°. D'autre part, en Indonésie, les pédologues hollandais Dames et Van der Voort ont décrit comme « lateritic soils » bien évolués, des sols rouges ou rouge brun où les rapports moléculaires atteignent 2,2 à 2,9, sur basalte (P. Segalen, p. 157).

b) *En comparant la place de l'alumine dans la composition chimique globale du sol rouge de l'O. Tessemeddet avec celle qu'elle occupe dans des sols rouges sur basaltes* ou éventuellement sur dolérite (même composition chimique, mais cristallisation différente), on constate (fig. 45) :

— Une teneur en Alumine plus faible qu'à *Madagascar* sur des basaltes pourtant très comparables et, au contraire, une accumulation de fer plus importante. Même un horizon rouge foncé, polyédrique, se situant à 1,2 m de profondeur dans un sol épais de 2,5 mètres sous savane de hautes graminées (éch. 353 prélevé à 25 km à l'Ouest de Tananarive) renferme plus d'alumine et moins de fer. On retrouve la même différence avec les sols rouges sur basaltes anciens du Cameroun (G. Bachelier 1957) même quand le rapport SiO^2/Al^2O^3 est voisin de 1,5 (éch. de Wakwa), la teneur en alumine dépasse 25 % alors qu'au contraire Fe^2O^3 s'abaisse à 15 % environ.

— Cette quasi-égalisation des pourcentages de silice (28,1 %) fer (26,2) et presqu'aussi alumine (21,6 %) se rapprocherait plutôt de la composition d'un sol rouge décrit à *Souapiti* (Konkouré) par J.P. Lajoignie et M. Bonifas (1961), sur une dolérite passant latéralement à des gabbros ou à des basaltes (un peu plus de SiO^2, un peu moins de MgO, CaO et TiO^2 que les basaltes de l'Atakor). Ce sol rouge provient de l'horizon supérieur d'un sol actuel sous forêt, en liaison avec un climat à deux saisons bien tranchées : sèche de novembre à avril (harmattan) et pluvieuse de mai à octobre (6 mois, 2,5 à 3 mètres de pluies), et des températures s'élevant en avril mai à 22° (nuit) et 38-40° (jour). Cette égalisation des pourcentages de SiO^2, Al^2O^3 et Fe^2O^3 a été notée aussi dans des sols sur dolérite *en Afrique du Sud* à From Ermelo (1 800 m d'alt., 35 inch de pluies par an) ou Lowsburg (1 100 m, 32 inch par an), sous un couvert de haute savane (C.R. Van der Merwe, 1941). Dans les deux cas, l'égalisation des teneurs semble caractériser l'horizon rouge :

— Horizon II à From Ermelo sur un horizon III jaune brun : tandis que dans la roche mère, les pourcentages sont de 50,5 pour SiO^2, 10 pour Al^2O^3 et 16,5 pour Fe^2O^3, dans l'horizon rouge, ils passent à 23,4, 25,06 et 20,45 ;

— Horizon III rouge à Lowsburg sur un horizon brun jaune : les pourcentages sont respectivement de 26,8, 24,14 et 28,34 alors que la dolérite se compose ici de 53,5 % de SiO^2, 11,9 % d'Al^2O^3 et 12 % de Fe^2O^3.

4) **Conclusion sur l'O. Tessemeddet :**

Plus que le rapport moléculaire silice/alumine c'est la faible importance de l'individualisation de l'alumine par rapport à la silice et la forte teneur en fer qui différencient le sol rouge de l'O. Tessemeddet de ceux de Madagascar et du Cameroun, sous climat à précipitations bien réparties dans l'année. Ces deux caractères rapprochent au contraire ce sol rouge des forme d'altération connues sur des roches mères assez comparables à Souapiti, sous un climat à saison sèche très prononcée et en Afrique du Sud, en liaison avec une végétation de haute savane. Bien que la teneur en alumine soit un peu inférieure dans l'Atakor, c'est donc vers les climats tropicaux à saison sèche bien individualisée qu'il faut chercher des éléments de comparaison.

Pourtant, il n'est pas possible d'affirmer qu'il n'y a pas eu des nuances climatiques encore plus humides, de type équatorial pour deux raisons :

— *Même dans des sols typiquement tropicaux humides, la gibbsite n'est pas présente partout.* Elle est même complètement absente dans les zones de mauvais drainage où sur des pentes inférieures à quelques degrés, il y a une recombinaison de la silice et de l'alumine pour donner des « sols ferrallitiques à kaolinite ». La gibbsite a alors tendance à se kaoliniser (G. Millot, 1964, p. 152). Or, précisément, lors de la formation de ces sols, l'Atakor appartenait à une très vaste surface à écoulement indécis et la présence même de carbonates dans certains cas, prouve bien cette hydromorphie. Or, faute d'études précises sur les basaltes de régions tropicales humides mal drainées, il nous a fallu prendre des éléments de comparaison à Madagascar où, sur des pentes de 10-12 à plus de 20 % parfois, on se trouve dans des conditions idéales pour la formation de gibbsite. Les différences que nous avons constatées risquent de provenir avant tout des conditions de drainage extrêmement différentes.

— *Le rapport Silice/Alumine descend à* 1,7, même sans retrancher d'éventuels éléments siliceux non combinés. Ce rapport est suffisamment bas pour qu'on puisse envisager l'hypothèse de sols tropicaux plus humides.

Il se pourrait par conséquent que cette hydromorphie masque une phase d'altération, sans doute brève, mais encore plus poussée. Une incertitude demeure sur l'intensité maxima atteinte par l'évolution des sols à cette époque : sols à tendance ferrallitique ? ou réellement sols ferrallitiques à kaolinite ? Mais on peut affirmer que l'Atakor a connu à cette époque un climat tropical humide au moins de type soudanien.

On peut se rendre compte de l'importance de cette altération en la comparant à celle des sols rouges des Coirons, situés également entre des coulées basaltiques. Par rapport aux chiffres donnés par P. Grangeon (1959), la perte de substance est nettement plus forte dans l'Atakor :

— Les bases sont totalement lessivées alors qu'il subsiste 6,25 % de CaO et 1,9 % de MgO au NE de Laval (Coirons) et 2,95 % de CaO et plus 4,3 % de MgO sur la rive gauche de l'Auzon ;

— La perte de SiO^2 est de 14 % contre 3 ou 4 % dans les Coirons ;

— L'augmentation d'Al^2O^3 est de 7 % contre 2 % ;

— Celle de Fe^2O^3 de 14 % contre 10 % ;

— Celle de TiO^2 de 5 % contre 0 à 0,7 %.

Les niveaux rouges de l'Atakor présentent donc un stade d'altération nettement plus poussée.

c) Ces conclusions pédologiques peuvent être étendues a toute une série de niveaux rouges a argile kaolinique, qui sont généralement les plus proches de la base de la série. Par exemple, dans la région de l'Assekrem :

1) *Au Sud Ouest, à l'amont de l'oued qui alimente la guelta In Tafeute,* un sol rouge violacé donne une argile très pure, pratiquement dépourvue de quartz alluviaux d'après l'analyse au microscope. Une analyse thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) indique une kaolinite prédominante et l'étude aux rayons X (M. Marchal, CRPG) confirme l'abondance de la kaolinite, avec présence d'hématite, d'anatase et de très peu de quartz (une seule raie à 3,34 angströms). Pourtant la composition chimique (CRPG-Nancy) indique une proportion anormale de silice (35,8 %), proche de celle de la roche mère, alors que l'absence de cations, l'accumulation du fer (22,7 %) de l'alumine (21,1 %) et surtout de titane (6,55 %) sont caractéristiques d'une altération voisine de celle de l'O. Tessemeddet.

2) *Au Sud-Sud-Ouest, sur la rive droite de l'O. Segaïka,* un peu en aval de la corniche de la coulée récente de vallée, le versant montre une belle coupe de basaltes anciens altérés. L'argile du niveau rouge violacé, étudiée au laboratoire de la Carte géologique d'Alger (A.T.D.) est formée d'une très belle kaolinite.

3) *Au Sud-Sud Est, dans l'O. Tarhoumoute* un très beau niveau rouge situé à une trentaine de mètres en contrebas de la piste automobile comprend environ 60 % de kaolinite et 40 % d'« édifices gonflants » (montmorillonite ?) d'après l'étude au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg).

2) *DANS LA PARTIE INFÉRIEURE DE LA SÉRIE, ON RENCONTRE, ÉGALEMENT DES ACCUMULATIONS ROUGES OU BRUNES QUI SONT FRANCHEMENT ALLUVIALES OU MÊME LACUSTRES :*

a) Sur le flanc Sud du massif de « vieux basaltes » dominé par l'Ilamane, on observe, dans la déchirure d'un torrent, presqu'au niveau de la piste, la coupe suivante :

— *A la base, sur 1 à 2 mètres, une argile compacte brune* avec des lentilles plus sableuses ressemblant à des cendres (grains bruns et friables, contenant des petites concrétions calcaires de 1-2 mm qui disparaissent sous l'effet de l'acide). Des traînées noires manganifères et même un mince liseré très continu de calcite (à cristallisation fibreuse) confirment cette impression de niveau d'accumulation ;

— *Puis après un liseré d'argile rouge vif* (10 *cm*), on passe à un banc très horizontal, épais de 30-40 cm qui ressemble à un grès blanc. En fait, à la binoculaire, on observe une fine poussière de cendres (cristaux anguleux) avec quelques concrétions jaunâtres (calcaire ?) et un ciment ferrugineux ;

— *Au-dessus, des boules de basalte, souvent enrobées d'une véritable écorce de calcite fibreuse* font penser à l'arrivée d'une coulée basaltique dans le lac (pillows lavas) [1]. Elles sont surmontées par une accumulation d'argile rouge vif sur environ 5 mètres d'épaisseur. Cette argile présente une structure polyédrique, sans concentration de fer ou d'alumine, avec de petites concrétions blanches qui semblent carbonatées. Ces caractères excluent l'hypothèse d'un sol et fait penser à une accumulation en milieu hydromorphe ;

— *Cette coupe est surmontée de coulées de basalte gris* très altéré avec des prismes irréguliers.

L'étude des minéraux argileux confirme ici cette hypothèse d'un milieu hydromorphe avec néoformation importante de montmorillonite dans un lac où se déposait de la calcite, l'analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) donne :

— 50 % de montmorillonite, 30 % d'illite ouverte et 20 % de kaolinite pour l'argile brune inférieure ;

1. A. Meyer (1953) a décrit des formes très semblables de pillows lavas avec abondance de calcite et d'aragonite en dépôts interstitiels à allure de travertins. Cette transformation originelle des basaltes dans un milieu aqueux paraît jouer un certain rôle dans ces « vieux basaltes » en niveaux gris qui se débitent sous le marteau en petits graviers pulvérulents. P. Bloch, Maître de conférence à l'École normale, qui a eu l'occasion d'observer des coulées subactuelles épanchées dans des marécages en Islande m'a très aimablement suggéré cette hypothèse au cours d'une très rapide tournée commune dans l'Atakor.

- 70 % de montmorillonite, 20 % d'illite et 10 % de kaolinite pour l'argile rouge supérieure. La montmorillonite peut aussi provenir de l'altération de cendres et l'illite, d'apports détritiques peut être venus du socle. En effet, l'analyse chimique (fig. 46) indique encore une fois une grande richesse en silice (40,4 %, comme dans un basalte), dont une partie seulement est combinée avec les 19,5 % d'Al^2O^3. L'accumulation du fer (18,7 %) est inférieure à celle des sols, tandis que la proportion de titane est relativement faible (4,4 %). Enfin, les bases ne sont pas totalement éliminées (1,76 % de CaO et 1,08 % de MgO).

b) Ces caractères sont encore accentués pour le niveau d'argile rouge extrêmement compacte, épais de 1-1,5 mètres qui affleure largement dans un petit torrent au flanc S-O de l'In Taraïne :

1) **Toutes les analyses indiquent une argile nettement montmorillonitique :**

— *Une analyse thermique différentielle* (I.G., Paris) montre un pic important endothermique vers 150 170°, puis des ondulations caractéristiques de la montmorillonite et un petit pic endothermique à 580° suivi d'un exothermique vers 900° (un peu de kaolinite) ;

— *Une analyse aux rayons X* (O.R.S.T.O.M., Bondy) permet de conclure à une très importante proportion de montmorillonite, un peu de kaolinite, de goethite et de feldspaths (échantillon brut) ;

— *L'analyse semi-quantitative au diffractomètre* (Lab. Géol., Strasbourg), confirme ces résultats avec au moins 60 % de montmorillonite, 20 % de kaolinite et 20 % d'illite.

2) **La composition chimique (O.R.S.T.O.M. Bondy) confirme cette nature très siliceuse de l'argile** puisque le rapport de la silice combinée à l'alumine atteint 3,04. Mais elle confirme aussi l'existence de 30 % de silice n'entrant pas dans la composition des silicates et qui se trouve sous la forme de quartz, portant la teneur en SiO^2 à 59,2 %, bien plus élevé que dans un basalte ! Ici le quartz est si abondant qu'il laisse un résidu non négligeable de petits grains anguleux lors du lavage de l'argile. Ces grains ont en moyenne 0,5 mm de diamètre et, fait important, sont parfois éolisés. Mais au microscope apparaissent aussi de petits fragments de quartz très anguleux et jaunes de 20 à 40 microns. Ce sont ces minuscules fragments qui ont dû rester dans la fraction fine analysée chimiquement à Bondy : le total des éléments quartzeux est donc encore plus élevé. Ces quartz ne peuvent provenir de l'altération pédologique de ces basaltes sous-saturés en silice ou de cendres basaltiques. Leur origine ne peut être envisagée que par des rapports extérieurs :

— *Par la pulvérisation de blocs de socle projetés avec les cendres ;*

— *Ou par un transport alluvial par le ruissellement ou peut-être le vent* (fines poussières apportées par l'« harmattan » de l'époque ?). L'analyse chimique est totalement faussée par cette importance de SiO^2. On peut remarquer pourtant l'absence de cations et la très faible teneur en titane (1,35 %), inférieure à celle d'un basalte frais, argument supplémentaire pour exclure l'hypothèse d'une altération pédologique [1].

3) **L'analyse granulométrique** effectuée à l'O.R.S.T.O.M. (Bondy) permet aussi d'opposer ce niveau rouge à ceux des sols de type O. Tessemeddet :

— La fraction argile (0 à 2μ) s'élève à 39 % ;
— Les limons fins (26 % - 2 à 20 μ) et grossiers (5,5 % de 20 à 50 μ) arrivent seulement à 31,5 % ;
— On compte encore 9 % de sables fins (50 à 200 μ) et 12 % de sables grossiers ;
— Il faut ajouter 6,8 % d'humidité à 105°.

Près de 27 % du poids de cet échantillon dépasse les 20 microns contre seulement 6,8 % à l'O. Tessemeddet. Mais ces éléments détritiques sont compris dans une masse argileuse encore très appréciable (colluvionnement).

c) Les dépots fluvio-lacustres de l'O. Ihérane.

L'O. Iherane est le plus occidental des torrents qui découpent le flanc Nord de l'In Taraïne et rejoignent l'O. In Tekadène à environ 5 km au Sud d'Issakarassène. A quelques centaines de mètres en amont du débouché de la piste automobile dans l'O. Iherane, sur la rive gauche, le Lt Régnier m'avait signalé en 1959 une coupe très importante. Il s'agit d'une succession de deux véritables « bancs » subhorizontaux d'argiles de coloration brune ou grise, séparés par un banc plus mince,

1. D'après les études statistiques de M. Girod sur la composition chimique des basaltes de l'Atakor, ces basaltes ont des teneurs en TiO^2 de 2 à 3 %.

presque blanc, d'éléments sableux. La coupe visible mesure une dizaine de mètres de hauteur et, au-dessus, des coulées de basaltes gris, assez altérés représentent la partie inférieure des empilements du massif de l'In Taraïne. Les bancs d'argile se suivent très régulièrement sur plus de 150 mètres, avec une légère pente vers le Nord, accompagnée de petites failles dues sans doute à de simples phénomènes de tassement, fréquents dans les sédiments lacustres par suite de la compaction d'argiles gorgées d'eau (en un point, le « rejet » peut atteindre 2,5 mètres). L'érosion a rapidement fait disparaître cette formation en aval et à quelques centaines de mètres au Nord, au débouché de la piste, le socle affleure à quelques mètres à peine en contrebas. Il s'agit d'une roche blanche très friable, sans doute une migmatite où seuls les filonnets de quartz restent intacts. Mais le socle transparaît aussi sur la rive droite de l'O. Ihérane, à 250.300 mètres de la coupe sous la forme d'une crête de quartz filonien épais de 2 mètres et donnant un relief de 20 mètres de haut (orienté SSO-NNE) au milieu des basaltes. Cette crête est, de toute évidence, un relief fossilisé par les basaltes et exhumé récemment, avec des pentes encore assez douces (20° environ). Le quartz se débite aujourd'hui en blocs anguleux de plusieurs kilogrammes tandis qu'à l'époque de la sédimentation de l'argile lacustre, le filon ne fournissait aucun débris grossier.

Cette accumulation argileuse, en effet, est caractérisée par une granulométrie extrêmement fine, essentiellement limono-argileuse qui fait penser à une lente décantation :

1) **A la base, les 4 à 5 premiers mètres sont formés par une argile compacte,** sans stratification, brune veinée d'argile grise à violacée plus luisante. L'étude au microscope permet d'y déceler :

— D'une part de petits grains de quartz très anguleux en moins grande quantité qu'à l'In Taraïne, mais permettant ici de confirmer leur origine, puisque nous avons la preuve, toute proche, d'un relief quartzeux résiduel dominant les premières formations volcaniques ;

— D'autre part des Spicules d'Eponges et quelques Diatomées (Pinnularia en particulier), mais en mauvais état de conservation.

L'analyse de cette argile donne des résultats assez variables, dus sans doute à une certaine hétérogénéité dans la sédimentation que révèle son aspect. On peut en retenir une dominante de kaolinite attestée par une analyse thermopondérale (Institut agricole, Maison Carrée), une courbe d'analyse thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) et une analyse aux rayons X (avec illite et goethite-analyse J. Pinta, O.R.S.T.O.M.). L'étude plus précise au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) a cependant permis, dans un cas, d'évaluer la kaolinite à 50 % avec aussi 50 % de montmorillonite. Cette dernière est certainement due à la néoformation dans un milieu lacustre favorable, mais ce qui est intéressant, c'est la présence constante de kaolinite en quantités importantes. Elle prouve que le drainage restait suffisamment bon pour permettre l'évacuation des cations et empêcher la formation massive de montmorillonite, caractéristique des sols mal drainés de type « regur » par exemple. Cependant, ces cristaux de kaolinite examinés au microscope électronique par Mme Oberlin se présentent sous une forme corrodée, exactement comme des cristaux de kaolinite bien cristallisés, soumis expérimentalement à un séjour dans une solution saumâtre (Mme Oberlin). On peut donc avancer l'hypothèse d'une kaolinite d'origine pédologique et détritique sédimentée dans une nappe d'eau où les conditions ne sont plus celles de sa formation, d'où un début de néoformation de montmorillonite et cette hétérogénéité de l'argile.

La comparaison de la composition chimique de cette argile (analyse C.R.P.G., Nancy) avec celle d'un sol de type O. Tebazaït ou surtout O. Tessemeddet montre :

— Une plus grande teneur en SiO^2 (35,3 %) due sans doute à la présence des minuscules fragments de quartz, mais peut-être aussi de gels de silice déposés par les eaux siliceuses dans les nappes d'eau de bordure des zones volcaniques sous climat tropical par exemple à la Guadeloupe, (G. Lasserre, 1961, p. 33).

— La présence de cations en relative abondance (2,81 % de CaO). Le fer est abondant (21 %) mais jamais sous une forme individualisée en encroûtement phréatique, ce qui semble indiquer que la nappe d'eau ne subissait pas de fortes variations de niveau.

— La teneur en titane (2,3 %), faible en comparaison des 8,65 % du sol rouge de l'O. Tessemeddet montre bien que la concentration du titane dans les niveaux rouges accompagne les caractères pédologiques. Dans le lac de l'O. Ihérane, il a dû être amené en faibles quantités, mêlé à l'argile détritique.

2) **Sur un mètre environ, la sédimentation change assez brutalement** avec la présence d'un « banc » gréseux très clair qui souligne la stratification et met en valeur les petites failles. Ce banc,

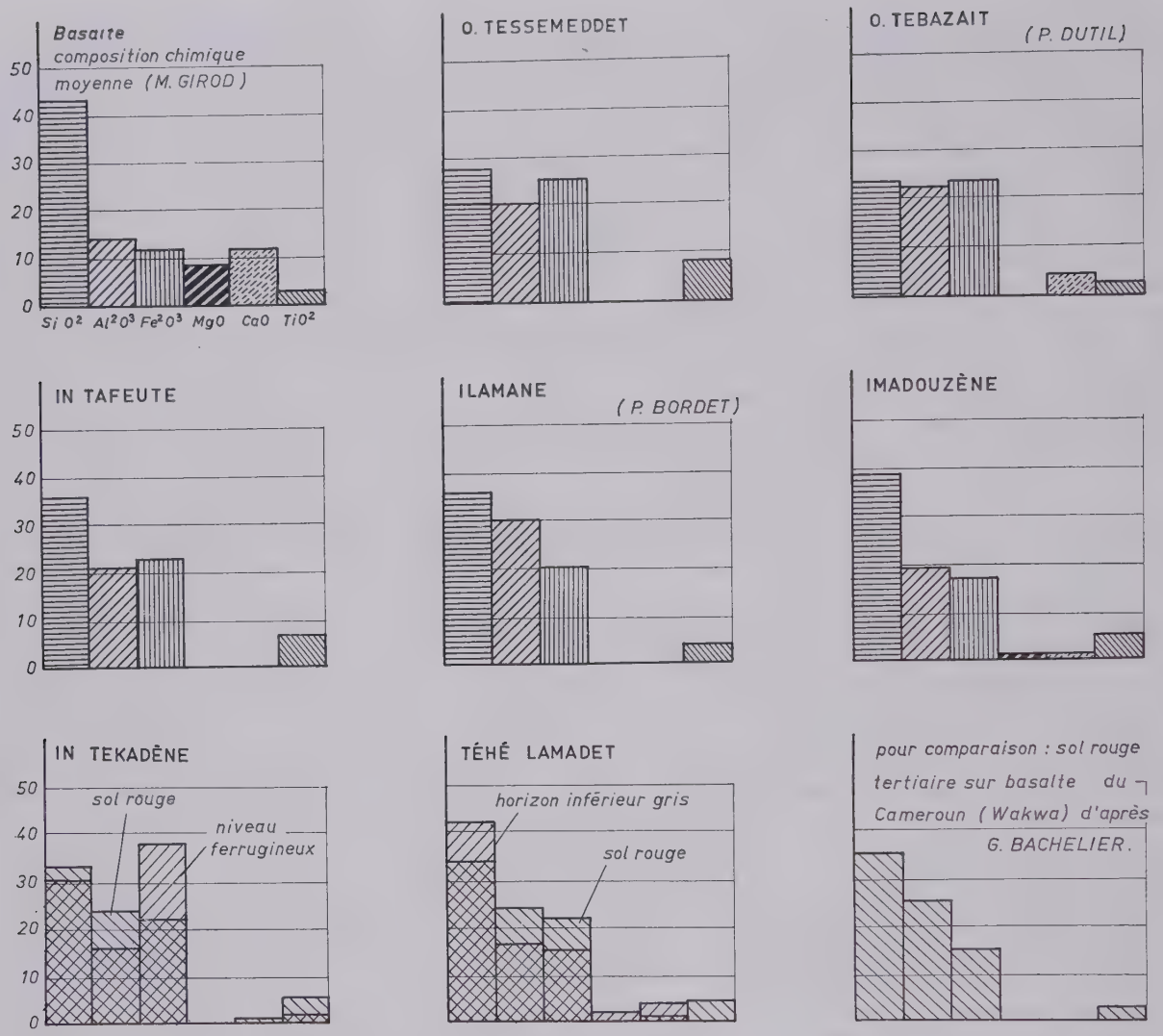


Fig. 46. — Composition chimique de sols rouges interstratifiés dans les trapps à différents niveaux et analysés dans le texte.

formé de petits gravillons et de sables de couleur claire ou violacée d'origine volcanique présente une fine stratification qui confirme une sédimentation lacustre. Les grains sont cimentés par une sorte de tuf blanchâtre qui donne cette couleur claire. Ils paraissent bien classés, sans éléments dépassant un à deux centimètres, et font penser à des apports de pyroclastites par un cours d'eau affluent du lac. Comme ces sables gris mauves ou parfois verdâtres sont assez friables, cet émoussé a pu être acquis au cours d'un très faible parcours. A ces sables volcaniques se mêlent de petites particules argileuses luisantes, verdâtres ou blanches et quelques rares quartz détritiques. Absents des sables purement volcaniques des Açores ou du Cap Vert, formés essentiellement de pyroxènes, d'olivine et de grains de basalte, à l'exclusion de quartz (L. Berthois, 1959, p. 4) ces grains quartzeux prouvent la continuation des apports du socle cristallin. Ceci a pu être confirmé par l'étude des minéraux lourds de ce grès (J. Etienne). On y rencontre en effet :

— *des grenats nombreux* et de toutes tailles (minéral de métamorphisme) ;
— *Des spinelles* bruns foncés, qui serait la picotite minéral des péridotites (J. Jung, 1958, p. 48) ;
— *De l'apatite* fréquente (minéral de toutes les roches éruptives et métamorphiques) ;
— *Des zircons et de la tourmaline* beaucoup plus rares.

Ce mélange de minéraux lourds de socle et de volcanisme semble confirmer le caractère alluvial de ces sables.

Pendant 50 cm au-dessus du banc gréseux, des lits clairs sableux alternent très régulièrement avec des lits argileux gris ou verdâtres et soulignent la stratification lacustre d'une façon particulièrement frappante (Pl. VII, fig. 3)).

3) **Sur 4 à 5 mètres, à nouveau, la sédimentation argileuse reprend,** mais désormais avec une stratification extrêmement régulière, due à de légères variations de granulométrie. De petites strates (1 mm) plus limoneuses, grises, contiennent quelques petits grains de quartz et des sables très fins blanchâtres (cendres ?), tandis que les strates argileuses sont brunes ou parfois rouge brique. Quelques strates noirâtres paraissent dues à des films de manganèse. La sédimentation ne redevient donc pas aussi fine qu'au-dessous du banc gréseux et ce n'est plus l'argile, mais le limon qui l'emporte : 19 % d'argile et 81 % de limons d'après une analyse à la pipette d'Andreasen (I.G., Paris). La composition minéralogique de l'argile change également (Lab. Géol., Strasbourg) :

— *Juste au-dessus du banc de grès*, l'analyse au diffractomètre donne 90 % de montmorillonite, 10 % de kaolinite et des traces d'illites.

— *Vers le milieu du banc argileux*, la composition se modifie au profit de l'illite (60 %) avec 20 % de montmorillonite et 20 % de kaolinite.

Cette présence d'illite ne peut guère s'expliquer que par des apports du socle cristallin, ce qui confirme les renseignements fournis par les minéraux lourds et l'étude morphoscopique. La montmorillonite tend à l'emporter sur la kaolinite, sans doute par suite de l'altération des cendres (pyroclastites) et peut-être aussi parce que les cations sont moins bien évacués par un drainage de moins en moins bon (néoformation).

4) **La coupe se termine par un horizon argileux rouge vif à violacé** épais de 10-20 cm, puis deux coulées de basalte gris dont les orgues sont à peine discernables ont recouvert l'accumulation lacustre. Des coulées identiques et au même niveau se retrouvent à l'Est et en amont. A environ 1 km en amont sur un petit affluent de rive gauche de l'O. Ihérane, une coulée semblable paraît avoir pour origine une petite protubérance de cendres et de lave très altérée qui paraît être un ancien centre d'émission très démantelé et recouvert par les empilements de laves postérieures. Ce petit appareil situé à une trentaine de mètres plus haut que les dépôts lacustres pourrait avoir fourni les éléments pyroclastiques du niveau gréseux.

Cette série fluvio-lacustre ne renferme pas, semble-t-il, d'éléments paléontologiques susceptibles de fournir une indication chronologique [1], mais elle apporte des éclaircissements sur les milieux de sédimentation de l'époque du tout début du volcanisme :

— *Des reliefs de socle dominaient encore la région volcanique* qui, par l'allure horizontale de toutes ces coulées anciennes semble avoir été une surface très aplanie où abondaient les petites dépressions à sédimentation argileuse.

— *Les argiles étaient, tout au début, à dominante de kaolinite*, reflet de l'altération des versants sans néoformation importante sans doute à cause d'un bon drainage et d'eaux relativement acides. Au contraire, vers la fin de la sédimentation, cette kaolinite fait place à de l'illite ou surtout à de la montmorillonite, qui serait l'indice d'une moindre élimination des cations et d'une néoformation massive (climat tropical à saison sèche prononcée). Or, ce caractère « hydromorphique » paraît s'affirmer si on étudie les niveaux rouges plus élevés.

3) *L'ALTÉRATION DIMINUE GRADUELLEMENT VERS LES NIVEAUX PLUS ÉLEVÉS*

a) Les caractéristiques des argiles rouges semblent se modifier :

1) **Au Téhé Lamadet** décrit ci-dessus (*Cf.* p. 169) dans un niveau rouge assez élevé, la proportion de kaolinite est encore d'environ 60 % et l'altération est assez poussée puisqu'un tamisage sous l'eau à la maille de 50 microns ne laisse aucun résidu excepté quelques grains noirs de magnétite. Pourtant bien qu'aucun quartz détritique n'ait été observé au microscope, l'analyse chimique indique une

1. Par sa situation à la base de plateaux basaltiques du type « trapps » reposant sur une surface sans doute éogène et par ses faciès d'alluvions fines anciennes intercalées entre les coulées inférieures, cette série suggère la comparaison avec les séries « fluvio-volcaniques » des basaltes inférieurs du plateau de Jos (Nigeria) dans lesquelles des vestiges de plantes ont été découverts et sont en cours d'analyse par le Dr G.S. Puri (Dept. of Botany — Collège universitaire d'Ibadan). Ce « fluvio volcanic group » comprend des tufs volcaniques et des argiles kaoliniques rouges déposés au voisinage du socle avant les mouvements mio-pliocènes qui ont soulevé le plateau de Jos.

proportion de silice nettement plus élevée (33,9 %) que dans les sols précédents et le rapport moléculaire silice/alumine serait voisin de 2,4. Les cations ne sont pas non plus totalement lessivés (encore 1,12 % de CaO) et surtout l'accumulation relative de TiO_2 est nettement moindre (4,32 %) qu'à l'O. Tessemeddet (8,65 %), confirmant la différence constatée entre les rapports SiO_2/Al_2O_3 de ces deux sols (2,4 contre 1,74). Le niveau gris immédiatement sous-jacent, à argile montmorillonitique se calque presque sur la composition chimique d'un basalte frais (fig. 46) excepté pour les cations (1,72 % de MgO et 3,52 % CaO) remplacés par une perte au feu élevée (16,6 %). L'altération de ces horizons du Téhé Lamadet est donc nettement moins poussée que celle de l'O. Tessemeddet.

2) **On peut faire la même constatation pour le niveau rouge de l'O. In Tekadène** (Cf. p. 170). Sa composition chimique est extrêmement voisine de celle du sol du Téhé Lamadet : même rapport moléculaire SiO^2/Al^2O^3, légère proportion de CaO, même teneur en titane, qui autorisent les mêmes conclusions sur le degré très modéré de l'altération [1]. Il faut remarquer une proportion de fer légèrement supérieure (22 %) qui se traduit au tamisage sous l'eau par une certaine proportion de fines concrétions ferrugineuses (environ 12 % en poids de « pseudo-sables »). L'argile paraît imprégnée de fer dans toute sa masse, avec simplement une proportion plus forte dans le niveau induré (37,7 %). En effet, ce niveau induré comprend encore environ 48 % de silice et d'alumine sans doute sous la forme de minéraux argileux, ce qui prouve bien qu'il s'agit de la ferruginisation plus ou moins poussée d'une argile et non d'un véritable encroûtement de nappe (pour de tels encroûtements nous avons trouvé des valeurs de 64 et 65 % de fer dans les alluvions antévolcaniques). L'analyse des minéraux argileux indique un sol mal drainé (30 % de montmorillonite dans le sol rouge, 50 % dans le niveau induré) qui a ralenti la migration des oxydes de fer, mais le contexte général paraît tout à fait semblable à celui du sol du Téhé Lamadet ci-dessus.

3) **L'altération apparaît encore bien plus faible dans un sol rouge prélevé à mi-hauteur sur le versant gauche de l'O. Temorte,** près de son origine à l'Imadouzène. Si nous comparons sa composition chimique avec celle du basalte n° 3 du tableau, p. 172, tout proche, nous constatons un départ de silice extrêmement faible (2-3 % seulement) une augmentation légère de l'alumine, du fer et du titane (2 à 3 % également) et malgré un lessivage très important des cations, la présence encore de 1,12 % de MgO et 1,6 % de CaO.

b) La « latérite » signalée dès 1951 par P. Bordet sur le flanc Nord de l'Ilamane nous paraît entrer dans cette catégorie de niveaux moins altérés. Les 30 % d'Al_2O_3 trouvés dans l'analyse effectuée par la Compagnie Pechiney font, il est vrai, penser à une très forte altération puisque cette concentration résiduelle dépasse toutes les proportions d'alumine des autres analyses du tableau. Mais elle paraît assez contradictoire avec les autres composantes de ce sol rouge :

— *L'accumulation résiduelle du titane est extrêmement faible* ;

— *La teneur très élevée en SiO_2* (36,1 %) indique un appauvrissement très minime en comparaison de l'accumulation d'alumine. On soupçonne une forte proportion de quartz que l'analyse de la « silice totale » ne permet pas de distinguer, mais dans ce cas, il ne s'agirait pas d'un véritable sol, mais d'un colluvionnement.

— *Les cations paraissent totalement lessivés* (CaO : 0,1 %) mais P. Bordet indique qu'à quelques mètres plus bas, sous le sol rouge « existe un lacis de petits filonnets de calcite blanche [2] ». L'Abbé Bordet m'a d'ailleurs très aimablement confirmé qu'à son avis, il y avait une liaison entre la formation du sol rouge et ces concrétions calcaires, ce qui correspond bien à d'autres observations que j'ai faites sur la présence de veinules calcaires en contrebas de sols rouges qui n'ont pas pu être analysés en détail. On ne peut alors s'empêcher de penser à l'hypothèse de J-H Durand concernant la formation de « croûtes » calcaires à partir de sols rouges dits « méditerranéens ».

c) Une liaison parait exister entre ces sols rouges et des encroutements calcaires :

— *Dans le haut O. Temorte, en face de l'Imadouzène,* donc tout près de la coupe d'où provient le sol rouge analysé ci-dessus, j'avais en effet remarqué vers la base d'une série de deux ou trois

1. Pour apprécier cette altération, on peut comparer ce sol avec le basalte n° 1 du tableau p. 172, prélevé dans la même série de coulées.

2. Depuis cet article, l'abbé Bordet a eu l'occasion de déterminer aux rayons X que le CO^3Ca cristallisait, en fait, sous sa forme orthorombique (aragonite).

alternances d'horizons rouge brique et de niveaux gris ou jaunes, un horizon induré jaunâtre. Il s'agissait d'un véritable concrétionnement de calcaire avec des nodules parfois encore individualisés et situé juste sous un sol rouge.

— *Dans une communication à l'Institut de Recherches Sahariennes,* P. Dutil *a signalé un phénomène identique* à la base de quatre niveaux rouges superposés, alternant avec des basaltes gris très altérés sur la rive gauche du haut O. In Tekadène. Ce niveau de concrétions ou parfois d'encroûtement continu se situe au-dessous d'un niveau rouge riche en kaolinite et sur un épais niveau de basalte gris à altération montmorillonitique. Il s'individualise par une forte concentration de CO_3Ca (environ 32 % si mes souvenirs sont exacts), une certaine accumulation de la silice (rapport silice combinée/alumine s'élevant à 3,5 dans ce niveau) et des sesquioxydes (19,5 % de fer contre 16,7 dans le sol rouge) et même une légère augmentation du manganèse et de la potasse. Un tel niveau, situé à la partie supérieure d'une altération de type montmorillonitique et si riche en éléments arrêtés dans leur migration, fait penser tout naturellement à un engorgement au niveau d'une nappe.

— *Or, j'ai récemment retrouvé un niveau induré grisâtre du même genre tout près du sommet de l'In Taraïne* au-dessous des deux ou trois plus hautes corniches. L'analyse chimique effectuée au C.R.P.G. a révélé qu'il s'agit d'un encroûtement du même type avec 19,8 % de CaO, 16,6 % de MgO et 24,6 % de fer contre seulement 16,9 % de SiO_2 et 10,4 d'Al_2O_3. Seule la teneur en titane (11,37 %) paraît peu explicable ; les autres éléments ont des teneurs insignifiantes. Or, cet encroûtement se situe à plus de 2 550 mètres d'altitude et si une nappe aquifère à circulation quasi nulle est bien à l'origine de sa formation, il faudrait admettre un très important soulèvement des trapps postérieurement à leur épanchement et à la naissance de cet encroûtement.

Ces niveaux calcaires me paraissent correspondre tout à fait aux croûtes calcaires associées aux sols rouges dits « méditerranéens », comme par exemple celle que m'a très aimablement montrée M. Charles, Professeur à l'Institut agricole de Maison Carrée, sur la route de Marengo à Hamman Righa (Sud de la Mitidja). On y voit à la base d'un sol rouge sur andésite, le calcium sous forme de veinules se concentrer peu à peu en encroûtement. Cette coupe étant située très au-dessus des thalwegs actuels, il est certain que, comme dans l'Atakor, ce mécanisme est arrêté aujourd'hui là aussi.

d) Essai d'interprétation :

Ces niveaux moins altérés présentent, comme les niveaux inférieurs, deux faciès :

1) **Des sols rouges à kaolinite et oxydes de fer abondants,** mais qui se différencient des sols du type O. Tessemeddet, par un rapport SiO_2/Al_2O_3 plus élevé. Leur composition chimique les apparente tout à fait aux sols ferrugineux [1] sur basalte étudié à Madagascar par P. Segalen où ce rapport moléculaire « est égal ou légèrement supérieur à 2 » (1956, p. 124) (cas d'O. In Tekadène et du Téhé Lamadet). Dans le cas du sol de l'Ilamane étudié par P. Bordet, l'analyse chimique se « calque » très étroitement sur celle du sol rouge sur basalte d'Antanimena (fig. 45) sous un climat où les pluies ne durent pas plus de 4 mois et totalisent moins de 1,5 mètre d'eau. Cependant, on pourrait penser que cette évolution moins poussée par rapport aux sols type O. Tessemeddet est due, non pas au climat, mais à une fossilisation trop rapide, sans changement climatique. Il suffit en effet que le rythme des épanchements volcaniques se soit précipité pour empêcher l'évolution pédologique. Or, ces sols n'ont aucun des caractères des sols jeunes sur basalte sous climat très humide du type Nossi Bé (très forte proportion de montmorillonite, teneur déjà notable en gibbsite, présence de fragments de basalte dans le profil). De plus la présence de concrétions calcaires vient confirmer l'action de la sécheresse. En effet, P. Segalen (1956, p. 166) a montré que dans les sols ferrugineux normaux sur basalte, il n'y a pas d'accumulation de calcaire en profondeur, mais que vers le Sud et le Sud Ouest de Madagascar, « le calcium n'est pas totalement éliminé par une pluviométrie insuffisante et il s'accumule sur place après avoir fixé le CO_2 de l'air » (p. 39). On voit alors apparaître des filonnets ou des amas de CO_3Ca, mais cette « calcification » s'accompagne presque toujours de gleyfication, c'est-à-dire de conditions hydromorphes. On passe ainsi aux sols « regur » des régions tropicales semi-arides : dans la partie méridionale de l'île, il tombe seulement 750 mm de pluies en quatre mois et la saison chaude et très sèche dure 8 à 9 mois.

1. Il faut remarquer que ces « sols rouges ferrugineux » de Madagascar entrent dans une classification régionale particulière à la Grande Ile où les conditions de drainage sont meilleures que dans l'Ouest africain. Ils ne correspondent pas exactement à leurs homologues d'Afrique de l'Ouest, mais à des « sols très faiblement ferrallitiques » de cette classification générale.

2) **Cependant les encroûtements horizontaux où s'accumulaient le calcaire et aussi parfois les sesquioxydes et la silice,** indiquent un « blocage » de l'évolution pédologique par une nappe, donc des conditions hydromorphiques. Les sols étaient encore lessivés, mais la partie inférieure des profils était gorgée d'eau pendant la saison des pluies. La circulation de l'eau dans cette nappe devait être très lente et il se formait non plus de la kaolinite, mais de la montmorillonite, et d'autre part, l'influence de la longue saison sèche se traduisait par de très fortes concentrations des solutions amenant le dépôt surtout des carbonates, plus sensibles à la sursaturation que la silice. On peut donc dire qu'il y a une très sérieuse aggravation des difficultés d'écoulement par rapport aux lacs liés aux sols du type de l'O. Tessemeddet. Or les conditions de drainage ne semblent pas avoir changé : la parfaite horizontalité des coulées indique toujours une surface à drainage indécis, dans une zone sans doute déprimée (pour expliquer les apports de grains de quartz et de minéraux lourds). Le seul exutoire devait être le soutirage au niveau d'une nappe et c'est cette circulation profonde qui paraît s'être ralentie tandis que les prélèvements par l'évapo-transpiration augmentaient [1].

Tableau des compositions chimiques comparées des niveaux rouges interstratifiés dans les basaltes anciens
(analyses chimiques de ces basaltes, *cf.* p. 172)

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Mn O	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Perte au feu
Niveaux rouges inférieurs											
1) O. Tebazaït (J.H. DURAND et P. DUTIL)	24,3	23,4	23,9		3,1	0	4,6	1,2		2,8	16,6
2) O. Tessemeddet (C.R.P.G.)	28,1	21,6	26,2		0,02	0,17	0,69	0,43	0,17	8,65	
3) In Tafeute (C.R.P.G.)	35,8	21,1	22,73		0,13	0,78	0,78	t	t	6,55	12,88
Niveaux inférieurs hydromorphes											
1) Flanc Sud Ilamane (C.R.P.G.)	40,4	19,5	18,7		0,05	1,08	1,76		0,41	4,47	14,68
2) Flanc SO In Taraïne (O.R.S.T.O.M.)	59,2	17,5	12,95							1,35	6,95
3) O. Iherane (C.R.P.G.)	35,3	22,2	21,11		0,34	1,11	2,81	0,6	0,6	2,32	14,86
Niveaux pédologiques moins altérés											
1) Flanc Nord Ilamane (P. BORDET)	36,1	30	19,4				0,1			4,0	10,4
2) Téhé Lamadet (C.R.P.G.) :											
a) niveau gris inférieur	41,9	16,9	15,34		0,1	1,72	3,52	0,29	1,14		16,6
b) niveau rouge supérieur	33,9	24,1	20,7		0,17	0,43	1,12	0,43	0,35	4,32	13,58
3) In Tekadène (C.R.P.G.) :											
a) argile rouge	33,2	23,5	22,1		0,03	0,26	1,28	0,34	0,26	5,3	14,53
b) niveau induré	31,2	16,6	37,7	0,15	0,17	0,7	0,55			1,9	11,0
4) Imadouzène	38,8	19,0	17,15		0,06	1,12	1,66	0,13	0,34	4,65	14,66

1. Le paysage des « itrahrène « dans la région centrale du Manzaz (*Cf.* p. 432) permet de se faire une idée des conditions topographiques de l'époque en remplaçant les dépressions fermées actuelles par des lacs à l'époque des sols du type Tessemeddet, puis par des marais où s'accumulaient les cations et la montmorillonite ensuite.

C. — CONCLUSION

A la lumière de ces analyses des niveaux rouges, on peut donc constater une évolution très nette du climat. Lorsque le volcanisme apparaît, le climat était tropical à nuance assez humide, semblable à celui des dernières altérations prévolcaniques, mais il a permis une altération plus poussée sur les basaltes plus fragiles [1]. Cette action pédologique est plus ou moins contrariée par l'hydromorphie, et ces difficultés de drainage se traduisaient par la formation de véritables lacs à sédimentation souvent kaolinique. Nous constatons ensuite une évolution vers des sols « regur » à concrétions calcaires alors que l'empilement des séries basaltiques aurait dû progressivement améliorer les conditions de drainage et, par conséquent le lessivage et les hydrolyses. Cette évolution pédologique, malgré des conditions d'écoulement plus favorables, s'explique donc mieux par un climat de plus en plus sec, de type steppique, sous lequel se forment précisément les encroûtements calcaires les plus caractéristiques. Cette avancée rapide de la sécheresse, déjà annoncée dans les sols inférieurs par la présence de poussières éoliennes sans doute arrachées aux steppes voisines, entraîne la formation de sols rouges et de croûtes calcaires qui pourraient être un jalon entre les sols « regur » tropicaux et les fameux sols rouges « méditerranéens ».

III. — L'ÉDIFICATION DU MASSIF ACTUEL ET LES ALTÉRATIONS RÉCENTES DES BASALTES.

A. — LA MISE EN PLACE DES COULÉES SUPÉRIEURES

Vers le haut, les niveaux rouges disparaissent complètement [2]. Le basalte prend des teintes grises et se désagrège facilement puis, plus haut, devient plus résistant, conservant les formes de colonnettes grossières au niveau des corniches. Le long du Tesserlite, on constate des intercalations de tufs et des coulées épaisses interstratifiées, qui seraient la suite alcaline des basaltes anciens (phonolites et trachytes). Ce sont ces coulées massives qui donnent cette morphologie de « reculées » à tous les torrents qui attaquent la falaise du Tesserlite, comme par exemple à l'amont de la branche orientale de l'O. Issedjène où deux coulées massives encadrent un niveau de tufs friables et de projections. Ce niveau vers 2 350-2 400 mètres se retrouve à l'Ouest de l'In Zouzame, dans la coupe du petit O. Eheknène (fig. 43). Un autre niveau de tufs se situe plus bas, à la fois à l'amont de l'O. Aharouah (fig. 42) et dans l'In Taraïne (dans la branche occidentale de l'O. Issedjène). La présence fréquente des deux niveaux tufacés dans l'In Taraïne explique sans doute la fragilité de cette grande table volcanique vis-à-vis de l'érosion.

1) *RAPPORTS DE CES NIVEAUX DE PYROCLASTITES AVEC LES APPAREILS « ACIDES ».*

Ces niveaux pyroclastiques sont totalement absents au Nord (Aleksod, Téhé n'Tsita) et à l'Est. Ils apparaissent progressivement le long du Tesserlite en s'approchant de l'In Taraïne où ils paraissent les plus développés et, parallèlement, les épaisseurs totales du volcanisme et les altitudes du plateau augmentent :

a) *Il y a une liaison qui paraît évidente entre ces émissions de projections et les appareils « acides »* dont l'essaim se situe précisément le long du Tesserlite en diminuant rapidement en importance vers l'Est.

Dans le Col entre les O. Aharouah et Issedjène, un petit piton de lave trachytique haut de 8-10 mètres commence à peine à se dégager à travers ce niveau de projections et la liaison semble certaine. Elle a d'ailleurs été démontrée par P. Bordet (1952, p. 17) pour un autre appareil situé à quelques kilomètres en aval,

1. L'absence de niveaux rouges constatée au Taharaq (SE de l'Amadror) peut s'expliquer par la nature plus andésitique des laves, mais aussi par un léger décalage dans le temps (émission sous climat plus sec) et une hydromorphie plus poussée : une argile que j'ai prélevée dans un niveau gris d'altération du Taharaq a donné 100 % de montmorillonite.

2. Cette disparition est très sensible en montant à l'Assekrem depuis Tamanrasset ou depuis Hirafok par les pistes automobiles : les niveaux rouges sont très développés vers 2 100, 2 200 mètres, marqués par de beaux glacis et des colorations rouges (O. Tebazaït, O. Akayayé, O. Tarhoumout) mais ils deviennent minces et discontinus à partir de l'embranchement des deux pistes et des corniches se superposent jusqu'aux sommets (exemple le « Tin Ahou » de la carte I.G.N., mesa s'élevant à plus de 2 450 mètres).

juste à l'Est du Tamekitène et que les Touaregs appellent Teferit Ouan Aharouah. Cet appareil trachytique traverse les basaltes anciens dans lesquels il a injecté mécaniquement des brèches selon des « filons » de plusieurs dizaines de mètres. Mais il est séparé de ces basaltes par 10 à 20 mètres de brèche formée de fragments broyés de roches cristallines, de basaltes et de trachyte. Or, il est très facile de mettre en relation ces brèches, vestiges du cône de pyroclastites dans lequel est monté le piton de lave consolidée, avec le niveau de tuf volcanique tout proche dans la falaise, « au-dessus des basaltes altérés ». Ce tuf épais d'une quinzaine de mètres est formé des mêmes éléments projetés, disposés en niveaux successifs et devenant, vers le haut, uniquement trachytiques. Le sommet de ces projections a été rubéfié sur 1 ou 2 mètres, juste au-dessous de nouveaux empilements de lave basaltique (fig. 42). « L'ensemble mesure à peu près 30 mètres d'épaisseur au voisinage du piton et va en décroissant vers l'extérieur, mais on en retrouve encore des traces à plusieurs kilomètres de distance. »

Ainsi, grâce à la conservation de ces projections, cet appareil peut facilement être replacé dans la succession des éruptions volcaniques. Les problèmes sont bien moins clairs dans la Koudia occidentale ! Ce Teferit ouan Aharouah permet donc de dire que certaines éruptions « acides » ont commencé avant la fin de l'édification des plateaux de l'In Zouzame - In Taraïne. La haute coulée phonolitique de l'Adebou ouan Tesserlite qui recouvre tous les empilements basaltiques plus à l'Est (fig. 42) permet de dire que des phonolites se sont épanchées à la fin de cette période et ceci est capital dans la morphologie de la Koudia occidentale où tous les grands plateaux datent de cette époque. Mais d'autres laves « acides » ont pu encore également se mettre en place postérieurement (*cf.* p. 230).

b) *Cette modification de la nature des coulées est classique dans ce type de volcanisme vers la fin des manifestations éruptives.* Elle a eu pour conséquence d'augmenter rapidement le volume du massif volcanique et de créer ainsi un système de pente avec apparition d'un premier réseau hydrographique qui a mis fin à l'absence de drainage.

2) *EXISTENCE D'ALLUVIONS CONTEMPORAINES DU DÉBUT DE LA DESTRUCTION DU MASSIF VOLCANIQUE.*

Lors de l'excursion au Hoggar du Congrès géologique (1952) P. Bordet avait signalé des galets de roches cristallines sur les flancs du Tafedje (10 km au S-SO du Col de l'Assekrem) vers 2 400 m, c'est-à-dire plus haut que tout affleurement connu du socle. J'ai à mon tour, à plusieurs reprises, arpenté les pentes de cette haute butte témoin de trapps sans pouvoir trouver ces galets en place dans un conglomérat. Ils jonchent toujours les pentes, attirant l'œil par leur couleur claire au milieu des blocs volcaniques patinés. A la cassure, ces granites de différents types se révèlent toujours très frais et même les biotites sont souvent intactes. On peut faire la même constatation sur les pentes descendant de la ligne de faîte entre In Tafeute et le haut O. Abdassène (à l'Ouest de l'Assekrem) ou dans l'O. Tarhoumoute au niveau du Oul (SE de l'Assekrem) :

— *On pense aussitôt à des projections de blocs provenant d'explosions volcaniques de type phréatique,* mais le cratère de ce type le plus proche est le Teguit à 15-16 km à l'Ouest. De plus, il ne s'agit pas de fragments anguleux, mais souvent de galets émoussés. On trouve des galets de ce genre incorporés parfois dans une coulée de basalte récent tapissant les vallées : la coulée issue du Redjem, dans le haut O. Abdassène, présente parfois une paroi noire toute constellée de taches blanches arrondies. Mais étant donné la résistance actuelle du basalte à l'altération, on voit mal comment ces galets pourraient être libérés.

— *Ces galets pourraient provenir de blocs arrachés lors des explosions « acides »* et incorporés dans des accumulations de pyroclastites aujourd'hui disparues. Or, dans les projections conservées interstratifiées entre les laves de la Koudia orientale, on ne constate pas de blocs ayant acquis un réel émoussé.

— *On peut enfin penser, dans le contexte du volcanisme trachytique, à une remontée de galets antévolcaniques sur le sommet d'un « bélonite ».* Dans l'Ourari (Tibesti), P. Vincent (1963) a ainsi découvert un lambeau de grès conservé sur le « toit » légèrement effondré d'un bélonite et au Japon, en 1944, le dôme de lave de l'Usu a entraîné des graviers et des alluvions d'une rivière dans son soulèvement. De telles remontées sont fort possibles, puisque ces appareils se mettent en place à l'état presque solide. Cependant, ces galets, par leur taille (10 à 70 cm), ne rappellent aucune des formations alluviales antévolcaniques que nous avons étudiées ci-dessus.

Il n'est pas possible, pour l'instant, de trouver une explication à ces blocs épars, mais il existe des coupes où de véritables alluvions fluviatiles peuvent être reconstituées.

INTERPRÉTATION DES ALLUVIONS « INTRA-BASALTIQUES »

1) **Sur la rive droite de l'O. In Tekadène,** lorsque la piste quitte cette vallée pour passer dans celle de l'O. Iherane, de très nombreux petits galets de quartz (2-4 cm) proviennent d'un niveau bien défini, mais mal dégagé entre deux coulées plus dures qui reposent directement sur les niveaux rouges. Ces galets dorés sont parfois presque des billes, absolument semblables aux galets si caractéristiques des « séries de remaniement » du Téhé n'Tsita. Ici, il n'y a aucun doute sur leur origine et leur gisement

fait penser à un apport alluvial depuis des bordures épargnées par le volcanisme et où subsistaient des dépôts antévolcaniques. Ce serait un argument supplémentaire pour l'hypothèse d'une position basse des « trapps » au moment de leur épanchement.

2) **Sur le versant Ouest du petit oued par lequel la piste de Tahifet à Tazrouk aborde l'O. Eferezi au Sud,** un très petit ravin entaille une coulée très altérée surmontée d'un sol rouge épais d'1,5 mètre environ, puis une nouvelle coulée gris verdâtre très altérée, épaisse de 1-2 mètres. Ensuite, sur trois mètres, les éboulis trop denses cachent la coupe mais, au-dessus, on observe un banc de galets bien en place de 2-3 mètres d'épaisseur. Il s'agit d'un conglomérat, mais peu cimenté par des limons argileux brunâtres renfermant des sables et graviers volcaniques. Il est recouvert par de nouvelles coulées de basalte gris verdâtre. Or, ces galets sont très émoussés, avec une surface parfaitement lisse, comme dans le lit d'une rivière :

a) *Composition pétrographique :*

— 40 % de ces galets sont formés de basalte gris si altéré que parfois ne subsiste plus qu'une empreinte en argile gris clair. Cette altération est certainement postérieure à leur dépôt, mais sans doute antérieure à leur « mise sous scellés » sous la coulée volcanique suivante. Elle a dû se produire au niveau de la nappe phréatique circulant dans les alluvions.

— 60 % des galets sont encore très frais et comprennent des basaltes gris, des basaltes « spongieux », beaucoup de trachytes et quelques phonolites vert foncé.

b) *Morphométrie des galets de trachyte et phonolite :*

— L'indice d'aplatissement trouvé est très bas (1,8) alors que certains galets (1/5 environ) sont formés de phonolite, roche très fissile. Ces indices compris entre 1,6 et 2 excluent les actions du gel et de la mer et sont typiques des alluvions fluviatiles tempérées ou tropicales (médiane à 1,8 pour les roches volcaniques compactes selon A. Cailleux et J. Tricart, (1959, p. 281). Ces indices excluent aussi les cours d'eau semi-arides (médiane à 2,4).

— Les indices d'émoussé ($2r^1/L = 0{,}52$ et $2r^2/L = 0{,}348$) écartent aussi l'action du gel (0,01-0,02) et des lacs ou de la mer (0,08 à 0,06) et ne peuvent être atteints que par des cours d'eau dont les émoussés varient entre 0,05 et 0,5. Or, 0,5 n'est rencontré que sur des torrents de montagne à débit violent.

— L'indice de dissymétrie (0,53) vient encore renforcer cette hypothèse puisque cet indice se situe à la limite entre les indices fluviatiles et marins, à une valeur qui correspond à celle des marmites torrentielles.

Ces valeurs convergent vers la même conclusion. Ces galets ont dû être façonnés par un torrent à forte turbulence, creusant des marmites de géant sur des pentes rocheuses très sensibles, sous un climat tempéré ou tropical [1]. L'action du gel qui aurait fortement relevé l'indice d'aplatissement paraît exclue, de même que celle de la thermoclastie. Pour obtenir une telle mesure, sans que les basaltes se fendillent par exposition à l'air sec ou s'altèrent chimiquement, il fallait sans doute des torrents à écoulement quasi continu. Par contre, l'existence d'environ 70 % de basalte, dont près de la moitié parfaitement frais dans le lot des galets, indique que le manteau d'altération était incapable de couvrir complètement les versants puisque la roche fraîche affleurait au moins sur les pentes les plus raides. Or, comme le basalte est une roche altérable sous climat tropical, même sur des volcans récemment édifiés, on peut envisager soit un climat tempéré, soit un climat tropical très sec, de type sahélien avec des sols presque squelettiques [2].

3) **L'extrêmité orientale des « trapps» paraît relativement riche en gisements de conglomérats « intra basaltiques ».** On en retrouve par exemple de l'autre côté du grand plateau volcanique qui encadre le haut O. Eferezi, sur la rive gauche de l'O. Torak (point coté 2 202) où leur position peut être précisée. L'oued entaille les niveaux rouges et gris alternés sur une épaisseur visible de 20 mètres environ, puis au-dessus viennent deux coulées de basalte nettement plus frais, surmontées elles-mêmes par une coulée plus épaisse (une quinzaine de mètres). C'est à la base de cette coulée plus visqueuse que se situe le conglomérat. Toujours dans le même secteur, mais au Sud, dans le Tesserlite au niveau de l'Adebou, on trouve un autre conglomérat situé bien au-dessus des niveaux rouges (taillés en glacis à la base du versant) et même des coulées superposées plus fraîches qui les surmontent. Il se situe sous la dernière corniche visible avant la haute mesa phonolitique de l'Adebou qui le domine d'une centaine de mètres environ. Dans le gisement les galets ont une teinte jaune très pâle qu'ils perdent très vite lorsqu'ils sont exposés aux agents atmosphériques désertiques (formation de patine). Ils comprennent ici uniquement des roches « acides » à dominante de phonolite (80 % environ) et environ 20 % de

1. Il y a donc eu édification d'un massif à pentes bien marquées entre la période des niveaux rouges à hydrographie indécise et l'époque de ces torrents.

2. A la Réunion, sous climat subtropical insulaire pourtant, les lits des rivières sont encombrés de galets basaltiques, mais les pentes sont bien plus fortes et la gélifraction existe à plus de 2 200 mètres. (M. Defos du Rau, 1959).

trachyte. Leur diamètre varie de 2-3 à environ 30 cm et leur émoussé est tout à fait semblable à celui des galets analysés ci-dessus.

4) **Ces conglomérats existent aussi dans la Koudia occidentale,** tout à fait identiques par leurs émoussés, mais avec des proportions de basalte nettement plus fortes. On peut citer le banc de galets basaltiques situé à la base d'une corniche sur la rive gauche de l'O. Tarhoumoute au SO de l'Akar Akar (*cf.* p. 406) sur le flanc Sud de la Koudia et surtout le très bel affleurement de l'O. Temorte sur le flanc Nord. Dans l'O. Temorte, en remontant l'oued depuis les alluvions prévolcaniques (*cf.* p. 91), on rencontre une ou deux coulées inférieures peu altérées, puis les niveaux rouges et gris, puis une coulée grise épaisse de 5 à 6 mètres et assez altérée. C'est au-dessus de cette coulée que se situent les conglomérats, visibles sur les deux rives, mais surtout sur la rive orientale.

a) *Le banc de galets a une épaisseur de 1 à 1,5 mètre.* La prédominance des basaltes est ici extrêmement forte et, à la cassure, la roche paraît très peu altérée. Les galets sont enrobés dans un limon jaune clair à brun, relativement abondant. Leur diamètre varie beaucoup ; seuls les galets de 5-10 cm sont nettement émoussés tandis que les plus gros (40-50 cm) sont souvent encore anguleux. Leur disposition est assez anarchique comme dans un dépôt torrentiel, mais le grand axe des galets aplatis indique très nettement que la direction du courant était déjà Sud-Nord, comme pour l'O. Temorte actuel (le plan principal du galet se relevant du Sud vers le Nord).

b) *Ce conglomérat repose sur une légère sédimentation de dépôts plus fins :*

— Un encroûtement limonitique compact avec une texture cependant légèrement lamellaire (10 à 40 cm d'épaisseur).

— Au-dessous, 50 cm d'argiles grises avec des films manganifères noirâtres.

— Un nouvel encroûtement ferrugineux (20-25 cm), de couleur brun orangé, extrêmement compact, parcouru de fentes verticales obturées par une nouvelle circulation d'eaux ferrugineuses.

— Enfin, à la base, un limon gris, brun ou rougeâtre, finement stratifié, renferme des empreintes végétales, non identifiables, qui font penser à une sédimentation très calme. La présence de petits graviers de cinérite (?) et la légèreté de ce limon semblent indiquer des apports de cendres volcaniques, donc la présence déjà d'appareils « acides » dans le voisinage.

Or, ces dépôts de marécages ne ressemblent plus du tout à ceux des niveaux rouges. Les colorations vont du jaune pâle au gris clair ou au brun ; la granulométrie est plus limoneuse qu'argileuse ; enfin l'argile, analysée au diffractomètre à Strasbourg (Lab. Géol.), comprend 80 % de montmorillonite et 20 % de kaolinite. C'est l'apparition d'une altération en limons bruns, très différente, qui caractérise uniformément tous les sols et tous les colluvionnements postérieurs. Cette altération accompagne toute la phase de creusement des vallées actuelles et la seule différence entre ces premiers conglomérats et les vestiges d'alluvions postérieurs provient de ce que le volcanisme « ancien » n'était pas encore complètement terminé. Ces conglomérats se sont donc trouvés incorporés dans les « basaltes des plateaux ».

3) *CES CONGLOMÉRATS NE DOIVENT LEUR CONSERVATION QU'A L'ÉPANCHEMENT DE « COULÉES DE PENTE ».*

Partout en effet ces bancs de galets sont recouverts par une ou plusieurs coulées basaltiques, qui généralement recoupent en biseau plus ou moins net les « trapps » antérieurs. Il existait donc déjà à l'époque des pentes d'érosion sur les flancs du massif, d'où cette appellation que je propose de « coulées de pente ». Ceci est très net dans l'O. Temorte où le conglomérat est recouvert par une coulée massive (5 à 6 mètres) de basalte frais, puis encore 4 ou 5 coulées minces superposées. Or, ces coulées, comme le torrent, ont une pente vers le Nord assez nette alors que l'ensemble du trapp ici s'incline en pente très douce vers le Sud. Ces différences sont assez peu sensibles, a priori, et l'ensemble s'intègre dans la masse des grands plateaux basaltiques, mais dès que l'on a eu l'attention attirée sur cette distinction, on l'observe fréquemment, surtout sur le flanc Nord de la Koudia. Prenons trois exemples au Nord de la Koudia orientale :

1) **Au Nord de l'In Taraine,** l'interfluve entre les O. Iherane et Ouan Télène, est constitué par une coulée de basalte perchée et continue sur une dizaine de kilomètres, avec une pente douce vers le Nord. Cette pente recoupe en biseau des niveaux basaltiques rouges puis une coulée inférieure peu altérée qui repose sur le socle et sa mince pellicule d'alluvions antévolcaniques (p. 88). Tout au Nord, cette « coulée de pente » s'étalait jusque sur le socle, tandis que tout à l'amont aucun appareil d'émission n'est visible.

2) **A l'Est de l'O. Ouan Télène,** le sommet que les Touaregs appellent plus précisément « In Zouzame » (NE du point coté 2 155) est une haute mesa (2 400-2 450 mètres) de phonolite qui s'avance en éperon au-dessus de la vallée. Or, cette coulée est sans aucun doute « discordante » sur les niveaux rouges et gris des trapps subhorizontaux. D'ailleurs, plus au Nord, entre les deux oueds appelés Issemna « du centre » et « de l'Est » (fig. 41), la piste chamelière du flanc Nord grimpe sur un entablement de lave épais d'une vingtaine de mètres qui couronne un plateau plus élevé et très différent de tous les plateaux voisins. Il est en effet hérissé de dalles subverticales ou inclinées qui caractérisent l'action d'un gel quaternaire sur les phonolites. Au niveau de la piste, la coulée de phonolite repose directement sur le socle précambrien (à 2 140 mètres d'après mon altimètre) mais elle s'élève assez nettement vers le Sud, reposant « en discordance » sur les basaltes des trapps. Cette constatation se retrouve pour tous les hauts plateaux phonolitiques de la Koudia occidentale (p. 230) et montre que des systèmes de pentes existaient déjà autour du massif volcanique lors de ces grands épanchements phonolitiques.

3) **Le long de la piste du sel, sur la rive droite de l'O. Torak,** on retrouve une longue coulée basaltique inclinée vers le Nord (au SE de la cote 2052) et qui semble recouper les trapps et s'étaler sur le socle granitique plus au Nord. Or, entre elle et le socle, on observe des sables grossiers rouge vif ou parfois une arkose hétérométrique épaisse de 4 à 10 mètres, grise ou rouille. Ces « sables rouges » ne ressemblent pas aux alluvions antévolcaniques et présentent par contre toutes les caractéristiques des dépôts corrélatifs de ces « coulées de pente » que nous retrouverons sur toutes les bordures de l'Atakor.

— *Ils sont relativement mal triés,* plus mal que les dépôts antévolcaniques avec Hé = 0,61 et Qdphi = 0,77. Leur calibre moyen de 0,5 mm est celui d'un sable grossier.

— *Ils contiennent environ* 50 % *de quartz,* sub-émoussés, légèrement cariés ou mats, quelques grains de quartzite et de fragment de grès et beaucoup de concrétions ferrugineuses (fournies par les basaltes altérés ?). On compte aussi jusqu'à 10 % de feldspaths et quelques paillettes de mica noir.

— *Enfin, la fraction argileuse* contient de l'illite prédominante, de la montmorillonite et des traces de kaolinite.

Même en dehors de ces trois coulées, tout ce flanc Nord apparait, de la piste de l'O. Ramès Ramès, comme un enchevêtrement complexe de coulées « discordantes » qui auraient fossilisé et protégé les pentes érodées des trapps (ceci est bien visible dans l'O. Aoudjeraki par ex.).

4) *LES ÉTAPES DE L'ÉDIFICATION DU MASSIF :* d'après les observations précédentes, l'évolution peut être envisagée en plusieurs étapes :

a) *Par une différenciation normale du magma, les basaltes des trapps ont vite été remplacés par des manifestations explosives.* Celles-ci ont édifié rapidement la partie supérieure des plateaux grâce aux séries de tufs et de coulées plus épaisses.

b) *Un premier soulèvement pendant cette phase « acide » s'est certainement produit* avec apparition de pentes sensibles et d'un premier réseau hydrographique à allure sans doute grossièrement rayonnante. Les alluvions corrélatives de ces cours d'eau semblent être très ferrugineuses, avec de gros galets et des limons bruns sur basalte ou des « sables rouges » hétérogènes sur socle. Les pentes moyennes telles qu'on peut essayer de les calculer à la base des « coulées de pente » restaient faibles, de l'ordre de 2,5 à 3,5 %, soit 2-3°, valeurs bien inférieures aux 8-12° des pentes d'érosion de la Réunion (J. Defos du Rau, 1959).

c) *Puis des coulées phonolitiques visqueuses dans l'intérieur du massif et des coulées basaltiques plus fluides jusque sur les bordures cristallines ont fossilisé ces pentes,* protégeant de leur lave fraîche les trapps à base fragile. Cette continuation d'épanchements basaltiques pendant et après les laves plus « acides » est peu conforme, il est vrai, à la théorie volcanologique d'une modification progressive du magma. Cependant, ce schéma d'évolution est le seul qui permette de concilier des données assez contradictoires. En effet :

— *Les altitudes de base du socle, même en tenant compte des erreurs, peuvent être considérées comme pratiquement identiques* tout autour de l'Atakor oriental. La base des trapps est donc à peu près horizontale et ceux-ci n'ont pu être soulevés qu'en bloc.

— *Pourtant, si l'on considère la topographie des plateaux, on a l'impression d'une très nette inclinaison des trapps vers le NE,* qui fait penser à un basculement postérieur. Or, sur le terrain, on s'aperçoit que cette impression de pente structurale est fausse. Dans certaines vallées comme l'O. In Tekadène, l'O. Iherane ou l'O. Ouan Télène, les trapps paraissent horizontaux et à peine inclinés et dans les autres, on constate que l'inclinaison structurale vers le Nord est fournie par les coulées reposant en léger biseau

sur le trapp. Ces pentes ne correspondent donc pas au sommet des coulées supérieures du trapp, mais à des lambeaux de surface d'érosion recoupant les « vieux » basaltes et protégées par les « coulées de pente ». L'absence de cette protection sur le versant Sud de la Koudia orientale peut expliquer l'existence de l'escarpement du Tesserlite avec un dégagement maximum des roches dures sur les basaltes altérés. Cependant l'allure trop rectiligne de ce Tesserlite est certainement due aussi partiellement à quelques influences tectoniques liées aux appareils « acides ». Nous pouvons noter, par exemple, la dénivellation de près de 100 mètres entre les hautes coulées massives du Tesserlite (2 500 m ?) et la coulée phonolitique du Tamékitène (2 400 mètres) ou bien le curieux tracé des hautes vallées de l'O. Tandjète (O. Aharouah et Tessemeddet), parallèlement au Tesserlite malgré les très fortes pentes vers le Sud. Mais aucun argument sérieux en faveur de grands accidents tectoniques ne peut être avancé pour l'instant. La dissymétrie si caractéristique de la Koudia orientale pourrait être due surtout à l'érosion. Les vallées ont été ralenties dans leur évolution, au Nord, par ces coulées de pente sur lesquelles elles ont dû se surimposer et, plus récemment, par des coulées de vallées qui ont obstrué toutes les vallées inférieures. Au contraire, les vallés du versant Sud n'ont jamais rencontré d'obstacle dans le démantèlement du massif.

Désormais l'édification du massif est achevée dans la Koudia orientale, épargnée par le volcanisme récent. Les altérations et les formes du relief postérieures ne sont plus « fossilisées » mais « reliques » selon la distinction établie pour les sols par B. Gèze.

B. — LES ALTÉRATIONS RÉCENTES DES BASALTES : LES SOLS BRUNS

1) *LES VESTIGES DE CES SOLS SONT EXTRÊMEMENT FRÉQUENTS SUR LES PLATEAUX*, au bas des pentes ou remaniés en colluvionnement dans toutes les hautes vallées. L'aridité du climat actuel n'a guère modifié leurs caractères pédologiques, mais, malgré la protection des regs, ces sols sont souvent décapés par le ruissellement ou le vent. Les mieux respectés sont les sols des très vastes plateaux basaltiques ou phonolitiques.

a) Les « sols bruns » des grandes « hamadas » volcaniques.

La surface de ces plateaux est généralement rocailleuse, couverte de regs très variés par le nombre et le calibre des blocs qui les composent. Mais il existe presque toujours, surtout dans les parties centrales de ces hamadas, de petites dépressions sans écoulement, enfoncées parfois de quelques dizaines de centimètres seulement, et remplies de particules fines, brunes ou beiges, ayant l'aspect d'un lœss. Leur localisation semble due à des inégalités sans doute originelles de la surface des coulées, qui ont été exploitées par les agents d'altération puisque l'eau s'y concentre puis stagne faute d'exutoire. Le diamètre de ces micro-dépressions varie de quelques mètres à plus de cent.

1) **Les limons bruns du Nord de l'Ahounahamt.** Ces limons sont en effet très abondants sur la prolongation orientale du Tassa n'Djena Sud, entre l'Akar Akar et l'Ahounahamt (1 800 mètres d'altitude).

a) *L'analyse granulométrique* indique une altération argileuse nettement plus faible que pour les niveaux rouges. Comparée à l'analyse de l'O. Tebazaït (p. 174), celle de l'Ahounahamt indique :

35 % d'argile au lieu de 45,6 ;
28 % de limons fins contre 47,6 ;
27 % de particules entre 20 et 200 microns (8 % de limons grossiers et 19 % de sables fins) contre 6,8 ;
10 % de sables grossiers (> 200 microns) contre zéro.

Cependant ce sol brun contient 63 % d'éléments inférieurs à 20 microns et l'on peut parler d'un limon très argileux [1].

b) *La répartition des minéraux argileux* montre le caractère complexe de cette altération :

— Un échantillon prélevé à 1,2 mètre à la base du profil (horizon C) ne contient que 50 % de montmorillonite, avec 30 % d'illite ouverte et 20 % de kaolinite ;

— Au contraire, les limons supérieurs renferment une proportion de 80 % de montmorillonite, 10 % d'illite et 10 % de kaolinite (Lab. Géol., Strasbourg). Les propriétés gonflantes de la montmo-

1. Sur les sols bruns basaltiques du Cameroun (G. Bachelier, 1957) les proportions sont très voisines : 10 à 35 % d'argile, 25 à 35 % de limons, 15 à 40 % de sables fins et 10 à 25 % de sables grossiers s'opposant aux sols rouges tertiaires où l'argile atteint 50 à 70 % avec 20 à 25 % de limons.

rillonite expliquent la netteté du réseau de fentes polygonales, mais cette augmentation des pourcentages vers la surface est assez étonnante. On peut se demander si la position topographique suffit à expliquer cette absence de lessivage ou s'il faut aussi envisager :

— Des apports de loess éoliens provenant des grandes plaines du pourtour et déposés sur le massif montagneux où l'humidité atmosphérique est souvent plus forte. Or, dans les grandes plaines cristallines des Eglab où M. Derruau a étudié ces limons éoliens dans les minuscules alvéoles d'un inselberg, les minéraux argileux prédominants sont les illites ;

— Des vestiges de cendres volcaniques ayant saupoudré les reliefs lors des éruptions récentes. On sait, en effet, avec quelle aisance les verres volcaniques peuvent évoluer en montmorillonite quand un drainage modéré maintient un milieu alcalin ;

— Des apports par le ruissellement de particules arrachées aux sols environnants et accumulés en position légèrement déprimée sur un sol en place plus kaolinique.

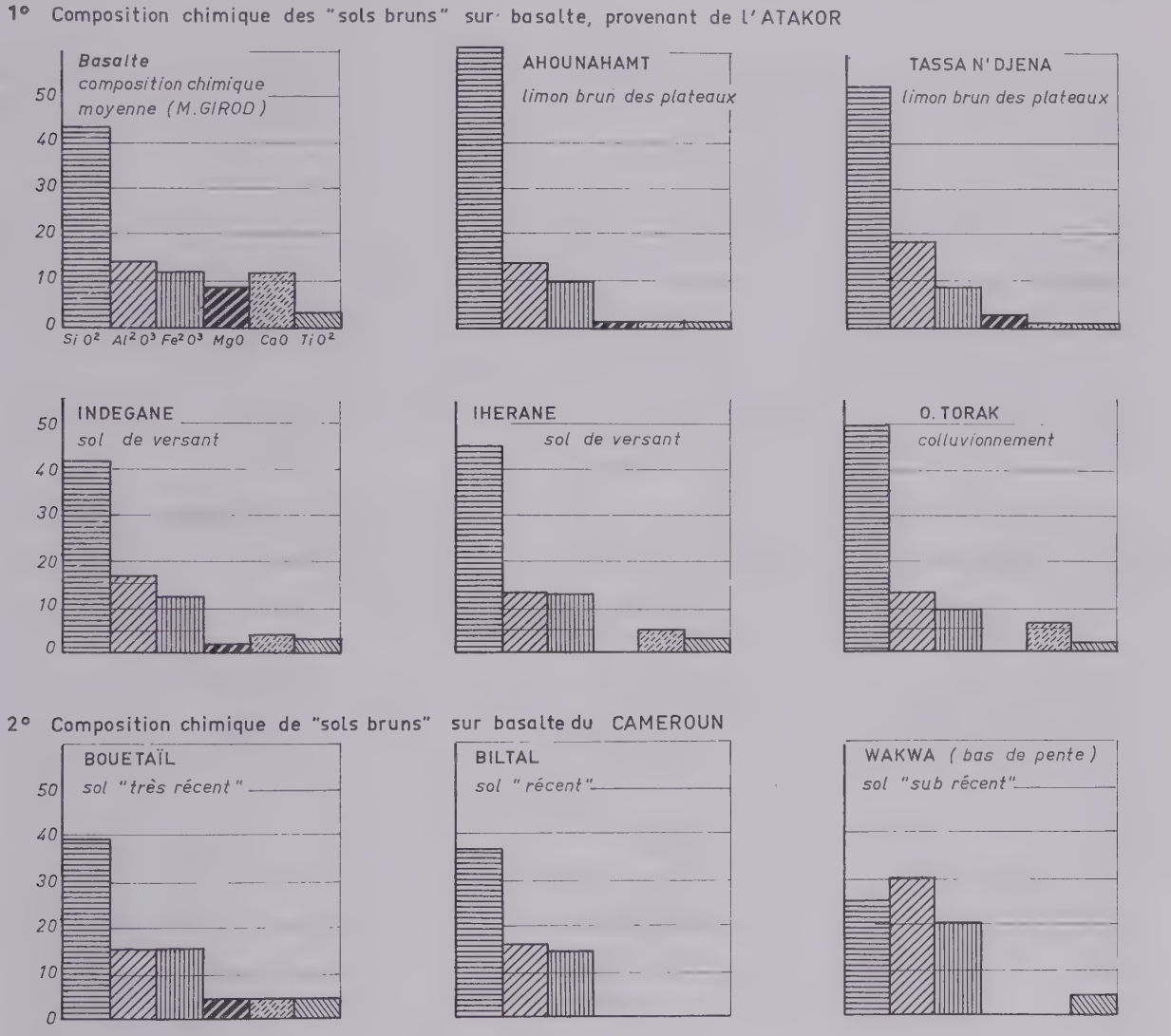


Fig. 47. — Composition chimique des sols bruns quaternaires de l'Atakor. Seuls ont été retenus les éléments les plus caractéristiques de l'analyse chimique pour comparaison avec la roche mère (en haut à gauche) et également avec quelques sols bruns sur les basaltes du Cameroun.

c) *L'analyse chimique (O.R.S.T.O.M) renforce encore l'hypothèse d'apports extérieurs.* En effet, la proportion de silice totale dans le limon supérieur atteint 62,5 % alors qu'un basalte frais n'en contient guère que 40 à 45 % au maximum (fig. 47). Or, 35,6 % de cette silice du limon se trouve à l'état non

combiné et si l'on ne prend que les éléments détritiques et les concrétions de plus de 2 mm, pour un total de SiO_2 presque identique, la silice non combinée passe à 47,8 [1]. Cette silice se rencontre donc surtout dans la fraction grossière, sous forme de petits quartz anguleux que l'on peut voir à la binoculaire. Or, sur un plateau essentiellement basaltique, ces quartz sont forcément allogènes et les plus gros ne peuvent avoir été apportés que par le ruissellement [2]. Nous nous heurtons donc, pour définir ces sols bruns, à ce même obstacle des apports extérieurs de quartz que nous avons trouvé pour les sols rouges (O. Tebazaït, In Taraïne). L'analyse chimique des éléments détritiques met aussi en évidence la présence de petits fragments de basalte frais du calibre de sables grossiers (composition plus proche de la roche mère que dans le limon).

Pourtant la composition chimique du limon indiquant exactement la même teneur d'Al_2O_3 que dans un basalte frais, on peut avoir une idée du comportement des autres éléments en faisant abstraction de la silice non combinée : un départ assez net de la silice des silicates et plus modéré du fer, mais surtout un appauvrissement en cations.

2) **Sur le Tassa n'Djena Nord,** grand plateau symétrique sur le flanc Nord, à une altitude de 2 000 mètres, on retrouve des dépressions limoneuses aussi belles, parfois même plus vastes (plusieurs centaines de mètres) avec des limons très épais visibles sur plus d'un mètre dans de grandes fentes de dessiccation. Un limon prélevé au centre de la plus grande d'entre elles (*cf.* p. 223) pose des problèmes aussi délicats que le limon précédent :

a) *Par la nature de ses minéraux argileux :* un échantillon étudié au diffractomètre à Strasbourg (Lab. Géol.) contient 70 % de montmorillonite, 20 % d'illite et 10 % de kaolinite, ce qui est tout à fait normal dans ces conditions de très mauvais drainage. Mais un autre limon prélevé plus en aval et analysé aux rayons X (C.R.P.G., Nancy) indique surtout de la kaolinite et de l'illite. Cette abondance de la kaolinite dans une dépression apparemment fermée amène à penser qu'une circulation a pu exister en profondeur dans le basalte pour drainer rapidement la nappe. Mais cette kaolinite peut aussi être alluviale. L'analyse faite sur poudre révèle des quartz très nets et des feldspaths microscopiques. D'ailleurs sur le terrain même, on est frappé, dans cet environnement de basalte, de rencontrer des sables et gravillons de quartz épars dans le limon et parfois en pellicule de reg sableux. Les gravillons de 3-5 mm sont très arrondis et manifestement alluviaux. Or, ici aucun relief de socle visible ne peut expliquer ces apports même lointains, excepté la Tefedest.

b) *Ces apports siliceux sont soulignés aussi par l'analyse chimique* (C.R.P.G., Nancy), effectuée pourtant sur poudre. La silice totale atteint 52,9 % dépassant très nettement ici aussi, les plus fortes teneurs d'une roche mère basaltique. La distinction n'a pas été faite entre les deux formes de la silice, mais il est évident que dans la fraction la plus fine, il y a des poussières de quartz. Le reste de l'analyse s'en trouve faussé, mais l'évolution semble proche de celle du limon précédent et se distingue des sols rouges antérieurs par un lessivage incomplet des cations.

3) **Ces limons ne sont pas particuliers aux hamadas basaltiques**. On les retrouve sur des plateaux phonolitiques comme l'Assekrem ou au Sud du Col, le Tan Rakli (sol noir épais de 0,8 à 1 mètre dans les creux protégés). Une analyse effectuée au C.R.P.G. sur un limon brun épais de 0,6 à 0,8 mètre au sommet du plateau phonolitique du Debnat (25 km à E-SE de Tamanrasset) fournit des résultats aussi surprenants que les précédents. Il s'agit d'un limon jaune brun contenant quelques fragments de 2 à 5 mm qui seraient de la fibrolithe (association de quartz, sillimanite et magnétite assez commune dans les gneiss alumineux) et des sables de 0,5 mm environ où le quartz abonde, avec des feldspaths et du mica assez abondant, de la magnétite et quelques amphiboles. Aux rayons X, la fraction limoneuse autour de 0,2 mm indique du quartz, des feldspaths, du mica et de la kaolinite, le produit centrifugé à 38 000 tours contient encore exactement les mêmes éléments. La présence de ces minéraux fait songer moins à un sol qu'à un lœss provenant de la déflation éolienne sur les grandes plaines gneissiques que le Debnat domine de 250 mètres à l'Ouest et à l'Est. L'analyse thermopondérale et les rayons X permettent d'évaluer la composition de cette argile à environ 50 % de kaolinite, 30 % d'illite et 20 % de montmorillonite.

1. Ceci paraît assez fréquent puisque dans les sols bruns récents sur basalte du Cameroun, G. Bachelier (1957) trouve aussi systématiquement des pourcentages de 13 à 15 % de quartz et insolubles qu'il attribue à des quartz « remontés du socle » lors des éruptions. L'apport de poussières éoliennes serait à mon avis une explication aussi valable puisque pour l'échantillon près de Ngaoundéré, la proportion s'élève à 31,7 % en surface, ce qui est énorme, et diminue en profondeur (22,4).

2. La lave « acide » des chateaux forts (Ahounahamt, Akar Akar) qui dominent le plateau, ne contient jamais de quartz exprimé. On est réduit à envisager des apports détritiques de reliefs granitiques comme l'In Tounine (15 km) ou le Nord de l'Akar Akar (10 km) que confirmerait la découverte assez fréquente, sur ces grands plateaux de galets de quartz rubéfiés isolés.

4) **Ces trois analyses ont l'intérêt de montrer qu'il faut être très prudent avant de parler d'une altération pédologique**. En fait, la plupart des limons bruns de ces grands plateaux sont exposés à l'air depuis des périodes extrêmement longues étant donné la résistance de ces hamadas. Certains renferment des quartz apportés par des cours d'eau actuellement disparus (Ahounahamt, Tassa n'Djena Nord), d'autres des particules argileuses ou même peut-être des fragments de projections volcaniques, et tous doivent contenir plus ou moins de fines particules éoliennes (lœss) : les sols « reliques » sont plus difficiles à analyser que les sols « fossiles ». Ces limons bruns ou beiges des hamadas que l'on cite parfois comme sols bruns quaternaires sont rarement de véritables altérations de la roche volcanique au sens strict. L'absence d'horizons, l'homogénéité de leur grain ou la rareté de l'humus sont souvent des indices de leur origine éolienne. Les vestiges de limons bruns conservés sur des pentes de vallée, où l'évolution a été plus courte, ont plus de chances d'être de véritables altérations, mais leurs chances de conservation sont aussi plus faibles.

b) Analyse de quelques véritables sols bruns.

1) **Dans le haut O. Indegane** (S-SE du Tahat), sur la rive gauche de la branche orientale de l'oued, des limons noirs épais de 40-50 cm se sont conservés dans un angle mort de la pente. Il s'agit d'un véritable sol très humifère (la teneur en matière organique obtenue par dosage du carbone suivant la méthode Anne donne de 5,1 à 6,5 % de matières organiques) [1] très poreux, avec des traces orangées de racines ferruginisées et, vers la base, des filonnets blanchâtres de carbonates de chaux. Ce sol est relativement ancien car il est recouvert « en discordance » et protégé par une nappe de blocs anguleux enrobés dans des limons bruns qui appartient à une phase postérieure de régularisation des versants. Cette nappe de solifluction a emprunté ses limons au revêtement de ces mêmes sols situés plus haut sur le versant lors d'une crise climatique ayant fait disparaître la végétation (fig. 59).

a) *L'altération argileuse est très homogène*. Une analyse thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) donne une très belle courbe de montmorillonite avec un peu d'illite et l'étude au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) a entièrement confirmé ce résultat : 80 % de montmorillonite, 10 % d'illite et 10 % de kaolinite. Or, ici la coupe citée ci-dessus montre que cette montmorillonite n'est pas due à l'hydromorphie, elle caractérise réellement ce type d'altération et l'oppose à celui des sols rouges de la base des trapps.

Tableau des compositions chimiques comparées des sols bruns sur basaltes

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Perte au feu
Rappel de la composition moyenne des basaltes de l'Atakor (M. Girod).....	43,3	14,1	5,2	7,1	0,2	8,7	12,0	3,3	2,0	3,1	
1) *Limons bruns des plateaux*											
a) Ahounahamt (ORSTOM)											
Sol total.....	62,5	14,3	9,75	0	0,55	1,63	1,54	0,6	0,9	1,5	7,4
Concrétions.....	64,8	10,2	12,2		0,5	2,6	4,05	1,95	0,2	2,1	1,5
b) Tassa n'Djena Nord (C.R.P G.).....	52,9	18,9	8,82		0,12	2,66	1,4	0,12	1,99	1,16	14,2
2) *Sols bruns* à la base de versants basaltiques											
a) Indegane (C.R.P.G.).....	42,3	17,0	12,57		0,06	1,69	3,79	0,89	1,05	3,0	19,31
b) Iherane (C.R.P.G.).....	45,14	13,42	12,53	0	0,24	2,28	4,64	1,68	1,6	2,79	15,6
3) *Colluvionnements* : haut O. Torak (C.R.P.G.)..	49,6	12,9	9,27		0,17	3,06	6,21	0,9	1,44	1,66	14,9

1. A titre de comparaison, on peut estimer les teneurs à 1,5 à 2 % en zone intertropicale et 10 % en zone tempérée.

b) *L'analyse chimique (C.R.P.G., Nancy) est d'ailleurs tout à fait conforme à celle d'un sol de ce genre :*

— Pratiquement aucun départ de silice et de fer ;

— Une certaine élimination des cations est la seule différence notable avec la roche mère et il faut noter encore 3,79 % de CaO et 1,05 % de K_2O ;

— Les éléments résiduels, alumine et titane, ont pratiquement les teneurs de la roche mère.

2) **Sur la rive gauche de l'O. Iherane,** à environ 1 km en aval des sédiments lacustres liés aux tout premiers basaltes, un autre sol limoneux noir atteint près de 2 mètres d'épaisseur par suite de légers apports latéraux. Il paraît plus récent, protégé seulement par une pellicule d'éboulis basaltiques venus de la corniche supérieure. La seule différence avec le sol précédent est sa position à la limite entre basalte et socle qui modifie légèrement ses caractères :

a) *Je n'ai pas effectué l'analyse de la matière organique de ce sol,* mais celle-ci influence à ce point la courbe d'A.T.D. sur produit brut, qu'on n'y voit plus guère qu'un énorme pic exothermique vers 550° lors de l'oxydation de la matière organique.

b) *La fraction argileuse a été examinée en détail par* M. Marchal (C.R.P.G., Nancy) qui conclut à une prédominance de la montmorillonite (avec un interstratifié en faible quantité,) présence de kaolinite en faible quantité et de l'illite, surtout dans les granulométries très fines. Les rayons X mettent aussi en évidence un peu de quartz, de feldspaths et un peu d'hématite, explicables par cette « contamination » par le socle tout proche ici (léger colluvionnement). L'analyse semi-quantitative (Lab. Géol., Strasbourg) renforce cette détermination de l'argile : 60 % de montmorillonite, 20 % de kaolinite et 20 % d'illite.

c) *L'analyse chimique* (C.R.P.G., Nancy) est extrêmement voisine de celle d'Indegane avec simplement une très faible augmentation de la silice due à la présence de quelques poussières de quartz :

— Les teneurs en silice, en alumine (et par conséquent leur rapport moléculaire), en fer et en titane sont identiques à celles d'un basalte frais. Le fer est simplement passé entièrement à l'état ferrique par oxydation ;

— La seule altération porte sur les cations et demeure assez incomplète, ce qui confirme les observations de terrain. On peut estimer qu'il reste encore 1/3 de CaO et Na^2O, 1/4 du MgO et pratiquement tout le K^2O ;

— La très forte perte au feu (15,6 et 19,3) est due aux matières organiques et à la montmorillonite.

3) **Ce type d'altération peut encore être illustré par un sol prélevé dans le haut O. Torak** (Koudia orientale) dans une très large vallée assez proche de la ligne de faîte, ce qui peut expliquer de légers apports éoliens :

a) *Il s'agit d'un sol profond* (2 mètres environ), brun, avec vers la base de petites concrétions calcaires (1 cm de diamètre). Ceci se traduit fort bien dans l'analyse chimique (C.R.P.G., Nancy) par des teneurs, même dans l'horizon supérieur, de 6,21 % de CaO et 3,06 % de MgO. Ces teneurs devraient même être légèrement supérieures en tenant compte de la « contamination » par des poussières éoliennes qui relèvent un peu trop la teneur en SiO_2 (49,6). Les autres composants sont tout à fait conformes aux analyses précédentes, excepté un très léger départ de fer.

b) *La montmorillonite caractérise cette altération avec un peu d'illite* (I.G. Paris, d'après A.T.D. et rayons X). Les proportions obtenues au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) sont de 100 % de montmorillonite avec traces d'illite et de kaolinite. L'analyse d'un autre échantillon prélevé plus près du centre de cette large vallée indiquerait (analyse aux rayons X, C.R.P.G., Nancy) même, en plus, des fortes raies de montmorillonite, les raies caractéristiques de la chlorite et de la kaolinite. Cette dernière, ainsi que du quartz sont sans doute des « contaminations » éoliennes [1] ou détritiques (proximité des niveaux rouges kaoliniques). Les deux premières seraient caractéristiques de milieux riches en bases, la montmorillonite et la chlorite soulignant l'importance de MgO.

c) *Les concrétions calcaires font parfois place, à l'aval des colluvionnements, à de minces encroûtements de nappe,* comme on peut l'observer très clairement dans l'O. Itedjarnine par exemple à l'aval d'un sol brun qui contient essentiellement de la montmorillonite (100 %) à l'analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg). L'un de ces encroûtements provenant de l'O. Iherane, et analysé par M. Blondeau (S.P.C.N., Paris), a fourni 48,37 % de CaO et seulement 1,56 % de MgO, cet élément plus mobile était donc plus facilement entraîné dès qu'il parvenait au niveau d'une nappe.

4) **Si nous comparons les analyses chimiques de ces sols bruns aux sols rouges antérieurs sur un même diagramme** (fig. 48), nous voyons apparaître deux faisceaux extrêmement

1. Deux A.T.D. effectuées au laboratoire de pétrographie de l'Institut catholique (Paris) sur des fractions granulométriques différentes ont montré que le quartz est également présent au côté de la montmorillonite si l'on prend la fraction inférieure à 50 microns mais disparaît dans la fraction réellement argileuse.

différents. Ces différences viennent s'ajouter à celles qu'apporte la nature des minéraux argileux (P. Rognon, 1961 a) pour prouver que ces deux formes d'altération sont fondamentalement différentes. Les sols bruns ne résultent pas seulement d'une altération moins poussée, mais de processus pédologiques différents.

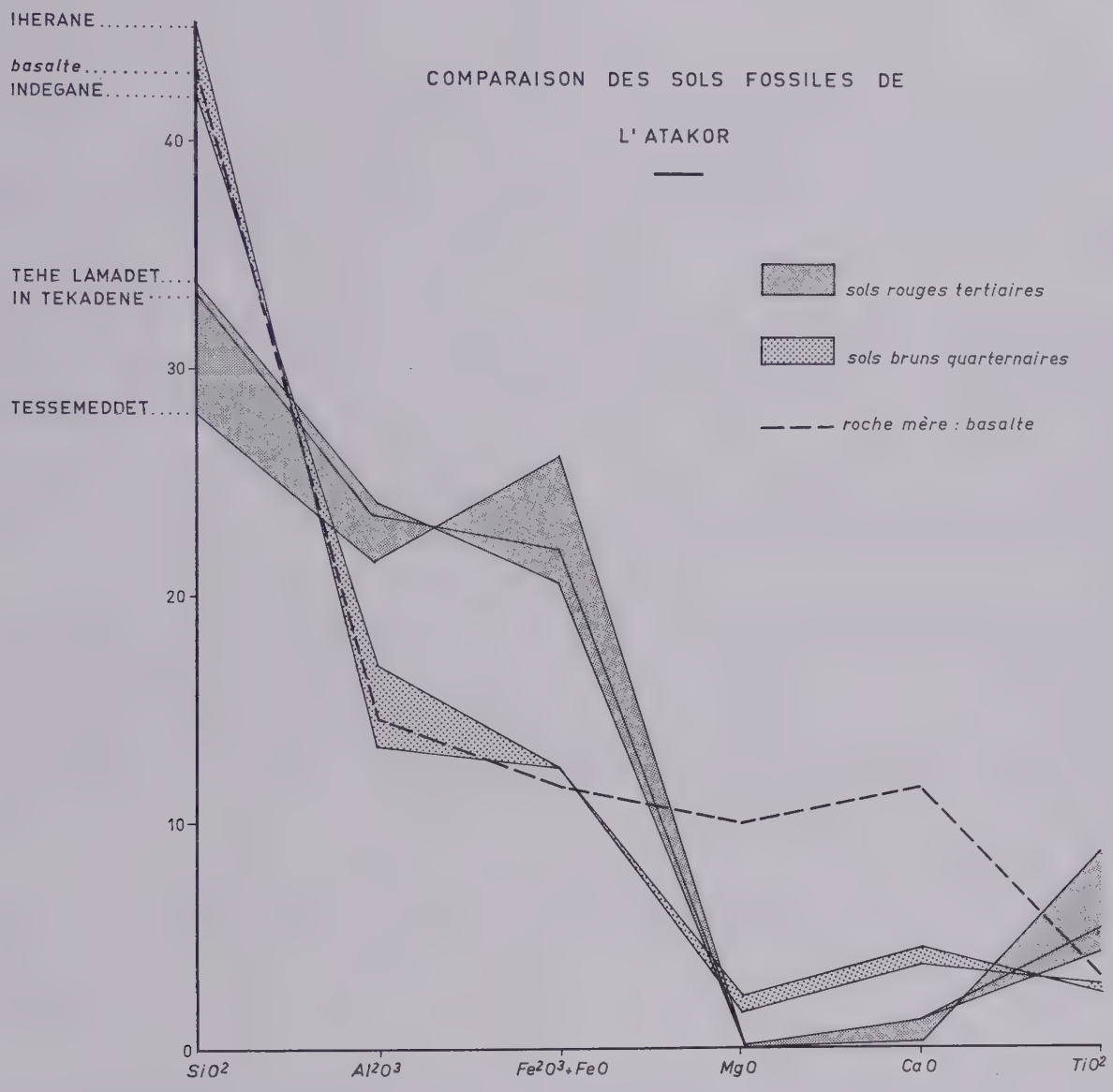


Fig. 48. — Comparaison des sols tertiaires rouges et des sols quaternaires bruns de l'Atakor : différence fondamentale de composition chimique.

c) Ces sols bruns ont une signification climatique. On les rencontre en effet sur tous les massifs volcaniques du Sahara. Au printemps 1965, j'ai eu l'occasion d'observer des sols tout à fait semblables sur les basaltes de l'Ourari (Tibesti septentrional) et J.P. Lefranc m'en a signalé dans l'Harroudj (Libye). C. Leredde (1957) donne une analyse de l'un de ces sols dans l'Adrar des Ajjer. Les caractéristiques de ce sol sont les mêmes que celles que nous venons de voir-ci-dessus :

— *Des pourcentages élevés de limons* (de 10 à 47 %) et même d'argile (10 à 50 %) et très peu d'éléments au-dessus de 0,02 mm ;

— *Un très faible lessivage* que prouvent à la fois les teneurs en matières organiques (5 à 8 % calculées à partir de 3-5 % de carbone) et en cations (8 à 14,5 % de CaO échangeable, 1,25 % de MgO, 0,5 à 2 % de K^2O et Na^2O, 0,67 à 1 % de P^2O^5).

2) *INTERPRÉTATION DE CETTE ALTÉRATION EN SOLS BRUNS.*

a) En 1955, W.L. Kubiena a émis l'hypothèse de sols bruns tropicaux qu'il mettait en relation avec un Interglaciaire. Ces sols sont bien ceux que nous venons de décrire, « nulle part recouverts par les laves » et « toujours en surface, à peine recouverts d'éléments détritiques dus au climat désertique ». W.L. Kubiena distingue trois horizons :

— A (0 à 20 cm), limon argileux brun-chocolat, assez meuble se débitant en morceaux anguleux irréguliers ;
— B (20-50 cm), limon argileux ocre clair en conditions plus sèches et brun ocre en milieu assez humide ;
— C_1 (50 à 120 cm) de gris clair (conditions plus sèches) à gris ocre foncé, avec des concentrations noirâtres de manganèse sur les bords des fentes. L'absence de brunissement, donc l'oxydation de cet horizon C_1, malgré de larges fissures est souligné par W.L. Kubiena comme un caractère typique d'un climat humide « aussi bien dans le climat de forêt pluvieuse que dans le Nord de l'Europe froide ».

W.L. Kubiena choisit l'hypothèse tropicale humide en rapprochant ces sols de ceux de Fernando Pô sur des basaltes « ayant les mêmes constituants et la même composition chimique » et sous un climat tropical sans saison sèche avec des totaux de 2 350 à 6 300 mm et une diminution relative des pluies de décembre à février. L'Atakor serait à la limite Nord de « ces sols bruns africains de haute montagne » que W.L. Kubiena a étudié également aux Canaries (Pico del Teide, 3 500 mètres). Ces sols bruns étant tout de même moins développés qu'à Fernando Pô, J. Budel estime qu'ils se sont formés dans des conditions moins favorables que le « climax », avec environ 1 000 mm de pluies bien réparties sur l'année entière. Cette dernière grande période d'humidité tropicale « a dépassé de beaucoup en humidité la période néolithique modérément humide » et aurait créé ce « Sahara des Tchads » peuplé d'hippopotames et daté par des industries acheuléennes » :

1) **Cette hypothèse se heurte à une première difficulté** car ces sols bruns bien connus en altitude dans les montagnes tropicales à Madagascar, en Afrique orientale (à plus de 2 000 mètres et moins de 10° de moyenne annuelle) et dans toutes les îles volcaniques intertropicales (au-dessus de 1 000 mètres aux Fidji) remplacent progressivement des sols rouges de basse altitude, quand les températures diminuent et quand la pluviosité augmente et s'étale sur toute l'année. Or, ces sols rouges qui représentent une altération plus poussée n'existent pas sur le pourtour de l'Atakor. W.L. Kubiena tente de prouver à partir de deux sols prélevés près de Tamanrasset sur des gneiss, qu'on peut voir un passage de l'argile brune à une argile rouge comparable à celles qu'on rencontre sur la face la plus sèche des Canaries (300-500 mm de pluies), mais aucun argument n'est avancé pour prouver que ces sols si éloignés sont contemporains.

2) **Les arguments pédologiques eux-mêmes sont extrêmement fragiles :**

a) *La comparaison des minéraux argileux pris dans l'horizon B des deux sols indique :*

— A Fernando Pô, 70 % de kaolinite, 10 % d'illite, 5 % d'hématite, 1 % de goethite et 15 % de produits amorphes ;

— Dans l'Atakor, 25 % de kaolinite, 40 % d'illite vermiculite, 5 % de montmorillonite, 5 % de quartz et 25 % de produits amorphes.

W.L. Kubiena constate ces fortes différences dans la composition en kaolinite et en illite, mais il les attribue d'une part à l'évolution postérieure subie par ce sol relique et d'autre part à des apports de minéraux étrangers par des agents extérieurs. Ces risques existent effectivement comme nous l'avons montré au début de ce paragraphe, mais peut-on faire une comparaison à partir d'un échantillon aussi peu représentatif ! D'ailleurs, ce prélèvement qui semble provenir du Col entre l'Assekrem et l'In Rakli (ou Mzarag) à 2 650 mètres n'a pas seulement été « contaminé » par la proximité du col, mais aussi par sa roche mère qui n'est pas basaltique (appareil phonolitique avec niveaux de tufs) et il ne peut être comparé avec un sol sur basalte. C'est la phonolite qui explique d'ailleurs ces proportions de kaolinite et d'illite (exactement comme dans l'argile du Debnat analysée ci-dessus) et aussi l'absence de la montmorillonite qui caractérise les « vrais » sols bruns sur basalte de l'Atakor.

b) *L'analyse de l'altération des minéraux* conduit à constater surtout des différences, mais que W.L. Kubiena attribue, selon son hypothèse, à des conditions moins favorables que le « climax ».

Ainsi par exemple, dans l'horizon C_1, les plagioclases et les augites ont perdu leur double extinction, mais leur degré de conservation est meilleur dans l'Atakor qu'à Fernando Pô ; les olivines sont transformées en

« bowlingites » moins nettement feuilletées qu'à Fernando Pô etc. Peut-on fonder une comparaison sur de telles différences ?

c) *La comparaison de la micromorphologie de ces sols :* en particulier l'importance des vides, des concrétions, des agrégats et des petits canaux dans l'horizon A donne un micro-assemblage spongieux « qui rappelle ceux des argiles brunes des Tropiques humides, riches en humus ». Or, la comparaison de deux échantillons de ce genre, prélevés à des milliers de kilomètres de distance suffit-elle pour affirmer une similitude de leur genèse ?

b) CETTE COMPARAISON AVEC LES SOLS BRUNS DES RÉGIONS TROPICALES DOIT ÊTRE REPRISE AVEC DES ARGUMENTS PLUS VALABLES tirés de la thèse de P. SEGALEN (1956) :

1) **Ces sols bruns d'altitude de W.L. Kubiena correspondent aux « sols ferrallitiques humifères » de Madagascar** que l'on rencontre à la Montagne d'Ambre et dans l'Ankaratra sous forêt dense ombrophile ou d'altitude avec 1,5 à 3 mètres de pluies et une température moyennc annuelle de 16 à 22°. *On peut constater les points de comparaison suivants :*

— L'épaisseur de ces sols bruns atteint 1 à 2,7 mètres alors que dans l'Atakor, ces sols ne dépassent pas 60 cm à 1 mètre, excepté en colluvionnement au bas d'une pente ;
— Exceptions en zone tropicale, ces sols sont riches en humus par suite de la baisse de température avec l'altitude, mais cette teneur dépasse 10, parfois 20 % non seulement à Madagascar, mais aussi en Afrique orientale, au Kivu ou en Colombie (P. SEGALEN 1956, p. 159). On peut admettre que dans l'Atakor la matière organique a été modifiée par des influences postérieures ;
— La teneur en cations est élevée. Ainsi dans l'horizon supérieur à la Montagne d'Ambre, on relève 4 à 7 % de CaO, 0,6 à 1,2 % de MgO, 0,2 à 0,6 % de K^2O.

Mais il y a trois différences fondamentales :

— Le rapport moléculaire SiO^2/Al^2O^3 est très bas dans tous les horizons de ces sols bruns de Madagascar (0,7 à 1,4), des Fidji (1,6 à 1,8) ou d'Afrique orientale (moins de 1 à moins de 2) [1], alors que dans l'Atakor il semble bien plus élevé et atteint même 3,19 dans le seul échantillon traité au triacide (Ahounahamt) ;
— Le minéral argileux est essentiellement la kaolinite accompagnée d'hydroxydes de fer et d'alumine, mais jamais de montmorillonite en conditions normales de drainage ;
— Enfin ces sols sont plus argileux encore que dans l'Atakor. Il faut monter à plus de 2 000-2 500 mètres dans l'Ankaratra avec 8,8° de température moyenne annuelle pour avoir une fraction limoneuse comparable à celle de l'Atakor dans les sols « ando » noirs (P. SEGALEN, p. 57-58). Or ces sols « ando » contiennent encore plus de matière organique (25 % près de la surface) et ont une réaction acide (pH de 5 à 6 alors que dans l'Atakor il est neutre ou légèrement alcalin). Leur complexe absorbant est pauvre en bases, le rapport SiO^2/Al^2O^3 se situe entre 1 et 2 et l'argile est une kaolinite associée toujours à de la gibbsite et à des hydroxydes de fer.

Tous ces « sols ferrallitiques humifères » présentent donc un degré d'altération beaucoup plus poussé que ceux de l'Atakor comme le montrent les graphiques des compositions chimiques, comparées ci-dessous (fig. 49). La perte en silice et en cations et l'accroissement de la teneur en alumine sont bien supérieures à ce que nous observons dans l'Atakor.

2) **Mais il existe, dans la zone tropicale sèche, des sols bruns à noirs appelés « régur ».** Ils se forment sur les basaltes de Madagascar sous un climat à pluies irrégulières et neuf mois de saison sèche ou au Cameroun avec 5 à 7 mois secs, des pluies inférieures à 1 000 mm et des températures s'élevant jusqu'à 40° (végétation de savane). Ils ont aussi été décrits au Transvaal par C.R. VAN DER MERWE sur des basaltes à 1 200 mètres d'altitude sous un couvert de graminées parsemées de quelques arbres (600 mm de pluies, températures moyennes de 16-18°). *Avec ces sols, les points de comparaison sont nettement plus nombreux :*

— Les teneurs en humus sont très moyennes de l'ordre de 4 à 5 % comme dans l'Atakor, ou même plus faibles : 1 à 5 % de matière organique pour les sols bruns rouges du Cameroun, 1 à 1,3 % pour les régur du Dekkan.
— Les bases sont abondantes et le complexe absorbant entièrement saturé par le chaux et la magnésie. Des teneurs de 3 à 5 % de CaO et 1,2 à 2,2 % de MgO sont très voisines de celles des sols de l'Atakor.
— La montmorillonite est le minéral argileux caractéristique comme dans l'Atakor, mais la kaolinite est présente aussi (P. SEGALEN, p. 72).
— Il n'y a pas d'alumine libre, grande différence avec les autres sols tropicaux et le rapport moléculaire SiO^2/Al^2O^3 se situe entre 3 et 4 (P. SEGALEN 1956, p. 72).

La seule vraie différence proviendrait de leur texture très argileuse (40 à plus de 50 % d'argile) qui donne ces microreliefs mamelonnés (« gilgaï ») si caractéristiques des sols compacts alors que les

1. Ce rapport diminue très vite, par exemple il passe de 2,9 à 1 entre les sols bruns « très récents » et « subrécents » des basaltes du Cameroun d'après G. BACHELIER (fig. 47).

sols bruns de l'Atakor présentent la structure en mottes à petits polygones superficiels des sols limoneux. *Mais il y a surtout une différence dans la situation topographique de ces sols :*

— En région tropicale sèche, « ils ne dérivent pas de matériel volcanique en place, mais de matériaux arrachés aux pentes environnantes et déposés dans les dépressions ». (P. Segalen 1956, p. 148), d'où la présence de kaolinite détritique car ces sols sont en liaison avec des sols kaoliniques rouges sur les versants.

— Dans l'Atakor, on les rencontre dans toutes les positions topographiques, ce qui amène à admettre des processus non pas hydromorphiques, mais liés à un climat extrêmement sec, si l'on veut persister dans le contexte tropical. Mais nous sommes bien loin du climat à pluies réparties sur toute l'année de W.L. Kubiena !

c) Ce climat a nuance sèche pourrait être tout aussi bien méditerranéen. La distinction entre sols bruns sur basalte d'origine tropicale ou méditerranéenne est extrêmement délicate comme l'ont montré les discussions de la cinquième commission du VI^e^ Congrès international de la Science des Sols (Paris, 1956) où se sont affrontées des opinions très différentes au sujet précisément des sols bruns des Canaries, à la limite des influences tropicales et méditerranéennes comme ceux du Hoggar :

— pour W.L. Kubiena, toujours à partir des assemblages microscopiques, ces sols étaient tropicaux et inactuels ;

— pour A. Hoyos, J. Rodriguez, C. Del Pino et V. Soler, la composition chimique et la granulométrie de ces sols les rapprochent des sols méditerranéens et peuvent s'expliquer sous le climat tempéré actuel avec 170 à 500 mm de pluies.

Or, pour les sols de l'Atakor, il ne s'agit pas seulement de savoir si cette « brunification » est tropicale ou méditerranéenne mais de définir un contexte climatique d'où découlent des processus morphologiques bien différents et aussi des corrélations chronologiques différentes [1]. D'où cette importance de ces discussions pédologiques...

P. Quezel et C. Martinez (1958-1959) ont trouvé des pollens méditerranéens, en particulier dans le sol brun d'Ihérane (publié sous le nom « In Tékadène ») avec 50 % de pin d'Alep, de l'Olivier, des Graminées et des Crucifères. Mais ces sols étant abondamment saupoudrés de poussières éoliennes comme nous l'avons vu, un doute pouvait subsister. Il fallait trouver des arguments purement pédologiques pour trancher ce débat.

1) **Le contexte topographique paraît un argument essentiel**. Dans l'Atakor les sols bruns se situent en effet sur les pentes et ils deviennent plus foncés, gris ou noirs, dans les fonds de vallée. Ceci fait penser à l'opposition très classique en Méditerranée entre des sols de pente brun rouge ou châtains, semi-arides à humides, et les « tirs » sols noirs humifères dans les fonds. J. Boulaine m'a aimablement confirmé, à la suite d'un séjour au Liban, que cette opposition y était très nette sur les basaltes entre les sols noirs des fonds de vallées et des sols brun jaune sur les pentes (alors qu'ils sont rouges sur les calcaires jurassiques).

2) **La nature plus limoneuse qu'argileuse** est un des arguments cités par J.H. Durand pour différencier les sols gris à brun foncé sur basaltes et andésites de l'Oranie occidentale, des margalites (les régur d'Indonésie) qui renferment toujours plus de 50 % d'argile. On peut citer aussi les sols de limons bruns étudiés par A. Reifenberg (1952) sur les basaltes des pentes du Mont Hermon qui présentent la même granulométrie que les sols de l'Atakor :

— *Extrême pauvreté en sables grossiers* (3,96 %) ;
— *Très forte proportion de particules moyennes* (36,8 % de sables fins et 24,7 % de silt) ;
— *Teneur moyenne en argile* (27,4 %).

Ce sol se développe sous végétation arbustive, avec 900 mm de pluies et une température moyenne de 14°, c'est-à-dire un climat méditerranéen à nuance montagnarde.

3) **Le graphique de la composition chimique des sols bruns de l'Atakor se calque de façon parfaite sur celui des sols bruns méditerranéens** (fig. 49). Les analyses de référence ont été choisies pour des basaltes de même composition chimique, sur des sols bruns :

— Des pentes du Mont Hermon (A. Reifenberg, 1952) ;
— Revêtant des coulées de basalte récent de Galilée (A. Reifenberg, 1936).

En Palestine et à Chypre, ces sols bruns sur basalte ont des rapports SiO^2/Al^2O^3 voisins de 3 (P. Segalen, 1956, p. 162), comme dans l'Atakor. Par contre, J.H. Durand (1954) signale sur un sol brun sombre limono-argileux sur basalte près de Béni Saf, une certaine migration de la silice et des

1. Ainsi W.L. Kubiena ayant émis l'hypothèse de sols tropicaux, les a aussitôt mis en relation avec un Interglaciaire.

sesquioxydes et un lessivage des bases et situe ce sol à la charnière « entre les sols en équilibre (climat méditerranéen semi aride) et les sols insaturés acides (climat plus humide) ». Les sols de l'Atakor se classeraient alors dans une nuance assez sèche du climat méditerranéen, mais l'exemple de Beni Saf est choisi sur « une pente assez forte » alors que ceux de l'Atakor ont été prélevés sur des plateaux sans écoulement ou au bas de pentes assez modérées des hautes vallées.

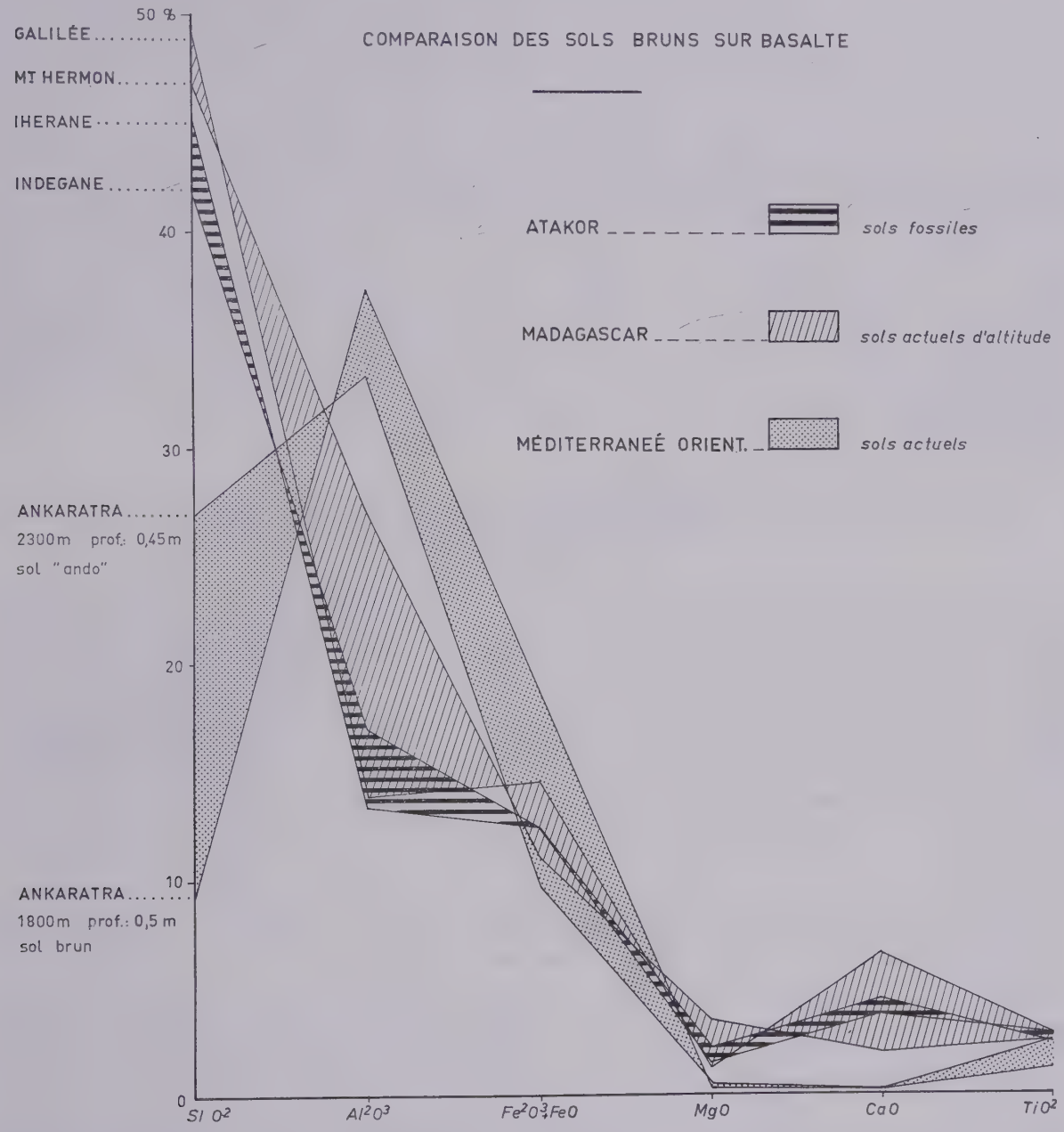


Fig. 49. — Diagrammes comparatifs des sols bruns fossiles de l'Atakor et des sols bruns actuels de la zone méditerranéenne sur basalte. Ces sols s'opposent très nettement aux sols bruns tropicaux d'altitude dont la composition chimique est extrêmement différente. *Erratum : dans la légende, les caissons concernant les sols de Madagascar et de la Méditerranée orientale ont été inversés.*

4) **Le faible lessivage est aussi un argument**. Il exclut les climats trop humides de la zone tempérée comme l'a bien montré P. Segalen (1956, p. 164) : « dans la zone méditerranéenne, les sols (sur basaltes) prennent des teintes foncées, ont une réaction faiblement acide à neutre ; la matière organique y est peu abondante, le minéral argileux prépondérant est la montmorillonite. Dans la zone

tempérée fraîche, les sols qui se développent sont bruns, acides (pH de 5 à 6), bien fournis en matière organique. Le minéral commun à ces sols est la kaolinite (avec de la montmorillonite, de la vermiculite ou de l'illite). » Cependant, le climat tempéré à tendance continentale à pluies peu abondantes et estivales ne favorise guère le lessivage et donne naissance à des « sols bruns forestiers non lessivés » dans l'Europe centrale qui sont très proches des sols bruns de l'Atakor. Ils se développent principalement sur les basaltes, riches en calcium, sous un couvert de forêt feuillue qui fournit un humus doux faiblement acide. Ces sols sont plus décarbonatés que les sols bruns steppiques mais contiennent encore des bases (l'argile caractéristique est la montmorillonite) alors que l'humus plus acide des résineux entraîne une podzolisation plus nette. La position continentale de l'Atakor n'exclut donc pas, lors de périodes pluviales, la possibilité d'un développement d'un sol brun du type Europe centrale.

d) Conclusion : cette longue analyse permet de retenir parmi la gamme si variée des sols bruns sur basalte, celui qui se forme sous le climat méditerranéen semi-aride, avec éventuellement une variante rappelant le climat moyennement continental de l'Europe centrale, sous forêt de feuillus exclusivement.

Ces deux types de climat impliquent un hiver, plus ou moins marqué, donc la possibilité de fragmentation des basaltes par le gel. Cette gélifraction avait été très bien notée par J. Malaurie, puis par J. Budel (1955) qui fixait sa limite inférieure vers 1 500 mètres. Mais notre analyse nous conduit à une conclusion très différente de J. Budel pour qui les sols bruns étaient le résultat d'altérations interglaciaires selon les déterminations de W.L. Kubiena et s'intercalaient entre les périodes de gel. En fait, les sols bruns ont pu se former presqu'en même temps que les éboulis de gélivation ou avec de très faibles changements climatiques favorisant tantôt l'humidité, tantôt le froid.

C. — L'AMPLEUR DES PHÉNOMÈNES DE GEL ANCIEN CONFIRME BIEN CETTE ASSOCIATION DU FROID ET DE L'HUMIDITÉ

A l'heure actuelle, tout comme l'altération en sols bruns, la désagrégation par le gel est pratiquement arrêtée. Elle se limite à quelques parois Nord (Tahat, Assekrem, haut O. Tesselsel), à des esquilles de petite taille et surtout à de très rares périodes favorables (couverture neigeuse, plus rarement longues pluies hivernales). Elle est très timidement relayée par la thermoclastie dont l'action est incomparablement plus lente. Aussi les périodes désertiques comme la période actuelle n'ont guère d'action au stade de l'attaque des roches et n'ont pas laissé de traces notables. L'essentiel de la destruction des basaltes, par altération ou par gélifraction, s'est effectué lors de phases plus humides et plus fraîches. Pourtant, comme on peut en juger aujourd'hui, les périodes désertiques contribuent très activement à la destruction des formes antérieures, surtout dans les basaltes. En effet, ceux-ci ont fourni des débris de taille moyenne (rarement plus de 0,5 à 1 mètre) ou petite que le ravinement peut entraîner assez facilement et il n'existe guère de formes anciennes très originales dans les basaltes, à la différence des roches « acides ».

1) *LES FORMES D'ÉBOULIS LES PLUS SPECTACULAIRES* peuvent s'expliquer autant par la structure du basalte et une très forte humidité que par le gel :

1) *Quelques coulées perchées se disloquent suivant les fentes de retrait* et donnent des éboulis en prismes spectaculaires mais rares [1]. On peut en observer un très bel exemple sur la rive droite de l'O. In Daledje juste en amont du confluent de l'O. Ahoggar. Il fait penser aux « clapiers » du Velay où M. Derruau pense que le froid disloque les prismes « parce qu'un limon de décomposition, gonflant au gel, emplit les fissures séparatives ». Les colonnettes qui jonchent la pente et s'accumulent à son pied comme un tas d'énormes allumettes (fig. 51) sont dues au débit originel du basalte : le gel n'a fait que dissocier, avec l'aide du limon, un matériel préparé. Mais ce gel devait pénétrer assez profondément pour dissocier les prismes entiers. Ceux-ci se débitent aussi en plaquettes polygonales successives par exemple dans le haut de l'O. Tesselsel.

1. Le basalte de l'Atakor ne se débite pas toujours en prismes. C'est même un débit assez peu fréquent dans les basaltes anciens. Ceux-ci se débitent aussi en boules aplaties (lorsque le refroidissement s'est effectué sur une légère pente) ou presque sphériques (lorsque des noyaux refroidis ont été entraînés par une remise en mouvement de la lave ?), en dalles minces (dans les coulées de très faible épaisseur) ou en petits gravillons (épanchement sur un sol humide ou marécageux ?).

2) *Il existe quelques cas où le basalte se débite en blocs* énormes, formés de dix à quinze prismes accolés, ressemblant à de gigantesques fûts de colonnes antiques [1]. Ces blocs de 2 à 3 mètres de côté se détachent et jonchent certaines pentes, comme par exemple au Nord de la guelta Afilale, sur la rive droite de l'O. In Daledje. En ce point, au bord de la piste automobile, un long versant s'avance à environ 250 mètres en avant de la haute corniche, sur une dénivellation d'environ 100 mètres (2 145 mètres à 2 030 mètres) et sa base est fossilisée par une coulée de vallée. Il s'agit d'une forme de versant relativement ancienne impliquant de très importants mouvements de masse. Les gros blocs sont enfouis pêle-mêle (le plus souvent parallèlement à la pente) dans une matrice de limons bruns très épaisse qui contient un certain nombre de blocs plus petits (5 à 50 cm) et anguleux. Ces derniers sont certainement dûs à une fragmentation par le gel tandis que le détachement des énormes blocs s'explique par le soutirage au niveau de sources à la base de la coulée car celle-ci repose sur un basalte altéré en argile. Ce glissement de pans entiers de lave ont été décrits en Auvergne par P. Bout et se produisent au contact de la couche argileuse inhibée par l'eau d'infiltration, impliquant simplement une période humide, même sans gel (par exemple le Néolithique tiède et humide dans le Massif central). Les grandes fentes polygonales n'ont fait qu'imposer le calibre, très homogène, de ces blocs. Ceux-ci jonchent tout le versant, en énormes chaos déchaussés par la déflation et le ruissellement.

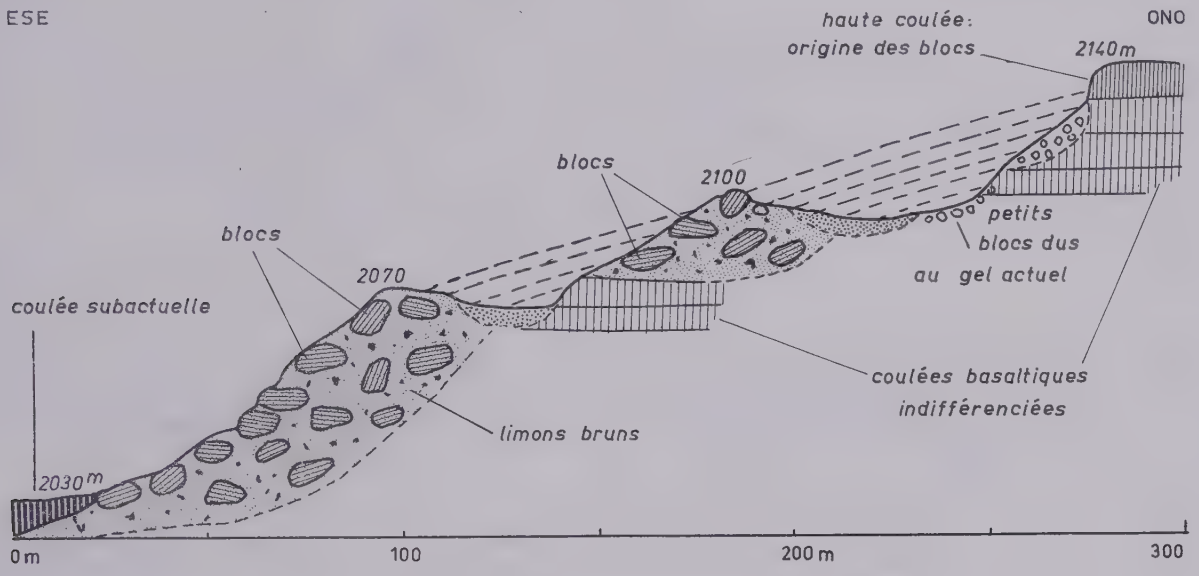


Fig. 50. — Profil de versant à niches de névé en amont d'Afilale.

Or, la mise en place de ces blocs ne peut s'expliquer par simple gravité étant donné la complexité du profil du versant (fig. 50). On ne peut pas invoquer non plus de « trains de blocs » descendus par glissements successifs comme en Auvergne, puisqu'il existe des replats où apparaît le basalte gris altéré en place. Une intense solifluction a certainement été l'agent essentiel, sous un climat assez humide. La présence d'argiles du type montmorillonite dans les limons a certainement favorisé ces mouvements de masse, puisque ces argiles peuvent absorber plus de vingt fois leur volume d'eau entre leurs feuillets et entraîner, en gonflant, des glissements importants. Mais ceci exige une imprégnation des limons en profondeur et par conséquent des pluies hivernales prolongées (actuellement tout à fait exceptionnelles), ou bien des quantités d'eau moins importantes, mais tombant sous la forme de neige qui fournit beaucoup d'eau sur une courte période lors de la fonte. Cette seconde hypothèse paraît la plus probable quand on examine de plus près le profil de ce versant. Les énormes éboulis se répartissent en effet en deux bourrelets étagés, séparés par des alvéoles à fond limoneux reposant directement sur le basalte gris friable, qui ne peut être considéré comme un replat structural. Les pentes très douces qui entourent ces alvéoles contrastent avec la pente extérieure du versant de solifluction. Comme les gros blocs sont formés d'un basalte à hyperstène, noir, très compact (avec de petites

1. Ce débit semble pouvoir s'expliquer par l'arrivée d'une seconde coulée sur une coulée incomplètement refroidie, créant ainsi dans la première, deux « générations » de prismes : les uns très fins dus au refroidissement rapide à l'air libre mais inachevé, les autres très lâches liés à un refroidissement ralenti par la superposition de la deuxième coulée.

cavités remplies d'aragonite) qui n'existe que dans la coulée supérieure de la corniche, il faut bien admettre un glissement continu pour expliquer leur descente jusqu'au bas du versant. Or, si les alvéoles n'ont pas été comblées, c'est sans doute parce qu'elles étaient occupées par un névé, en faisant intervenir au besoin un phénomène de suralimentation étant donné l'exposition de ce versant à l'Est dans une région où la neige venait de l'Ouest ou du Nord-Ouest.

2) *DANS LES ÉBOULIS DE TAILLE MOYENNE OU PETITE*, LES FORMES DUES A LA NEIGE ONT ÉTÉ DÉTRUITES, SAUF DE RARES EXCEPTIONS. Cependant dans l'exemple ci-dessus de l'éboulis de prismes, on peut remarquer (fig. 51) que le versant est strié de traînées de prismes, avec des petits replats et qu'à l'aval les prismes s'accumulent en tas, à la manière d'une boîte d'allumettes renversée, en forme de bourrelet légèrement en avant du versant.

DANS LE HAUT DE L'O. TORAK, sur le versant gauche en descendant la piste du Sel (au NE et à l'Est du point coté 2 202), les versants basaltiques, formés d'éboulis moyens et petits (moins de 0,5 à 0,7 mètre) sont magnifiquement régularisés selon des pentes de 30-35° en moyenne. Or, une observation plus précise permet de remarquer de toutes petites alvéoles, analogues à de petites dolines de forme arrondie ou ovales de 3-4 mètres, de diamètre. Leur fond est plat et limoneux, bordé à l'amont par un amphithéâtre à pente nettement plus raide (45° environ) et formé de blocs de 0,4 à 0,7 mètre qui s'amenuisent vers les bords de l'alvéole (10-20 cm). Celle-ci est fermée à l'aval par un bourrelet de petits blocs (20 cm) pêle-mêle et sans limons interstitiels (fig. 51). Sur la pente de l'éboulis qui reprend vers le bas, commencent à apparaître de petits ravins entraînant les limons et déchaussant les blocs. L'alvéole subsiste tant que son bourrelet n'est pas détruit, mais on peut trouver un ou deux cas où l'alvéole est traversée par des rigoles d'érosion où glissent les blocs d'amont. La destruction de ces alvéoles est donc extrêmement rapide : le ruissellement transforme ces versants de solifluction à petites niches en versant d'éboulis de gravité en entraînant les particules limoneuses.

DANS LA FALAISE DU TESSERLITE, quelques petites niches de ce genre s'alignent le long du niveau de pyroclastites situé entre les deux coulées épaisses supérieures, vers 2 370 mètres. Ce matériel très tendre a permis le dégagement d'une banquette structurale à la surface de la coulée inférieure. Or, les éboulis de la coulée supérieure ne drapent pas le versant d'un manteau régulier mais entourent de petites alvéoles d'un bourrelet en demi-lune (fig. 51). Le fond de ces alvéoles est tapissé de limons grisâtres ou bruns. Ces éboulis n'obéissent donc pas à la loi de la pesanteur seule et ces alvéoles semblent bien garder la trace de tout petits névés récents, ici aussi en position de suralimentation par rapport aux grands plateaux (orientation SE et au Sud), mais leurs faibles dimensions sont dues à la raideur du Tesserlite. Plusieurs de ces alvéoles sont d'ailleurs en cours de destruction par le ravinement.

Or, si une action modérée du gel est compatible avec des sols bruns forestiers sous un climat méditerranéen, l'existence de petits névés ou les phénomènes d'intense solifluction indiquent un paysage à couverture végétale plus réduite. On peut donc penser qu'il y a eu des périodes d'équilibre des pentes pendant lesquelles se sont développés les sols bruns forestiers et d'autres marquées par une évolution rapide des formes du relief, remaniant ces limons avec des blocs gélivés (phases plus froides) ou éliminant des limons par une action sélective du ruissellement (phases désertiques comme la période actuelle). Il s'agit maintenant d'essayer de débrouiller cette succession de phases différentes en étudiant l'emboîtement de ces formes.

IV. — LES PÉRIODES ACTIVES DE FAÇONNEMENT DES VERSANTS

A. — LES GRANDS VERSANTS DU TESSERLITE

Les plus belles formes de versants que l'on rencontre dans les plateaux basaltiques de la Koudia se trouvent le long du Tesserlite. Toutes les conditions s'y trouvent, en effet, réunies pour l'édification d'une morphologie grandiose :

— *La très forte dénivellation*, fréquemment de l'ordre de 300-350 mètres et parfois plus de 400 ;
— *La présence des coulées supérieures massives* qui ont fourni d'énormes blocs, difficiles à déplacer par la suite ;

MORAINES DE NÉVÉ SUR VERSANTS BASALTIQUES

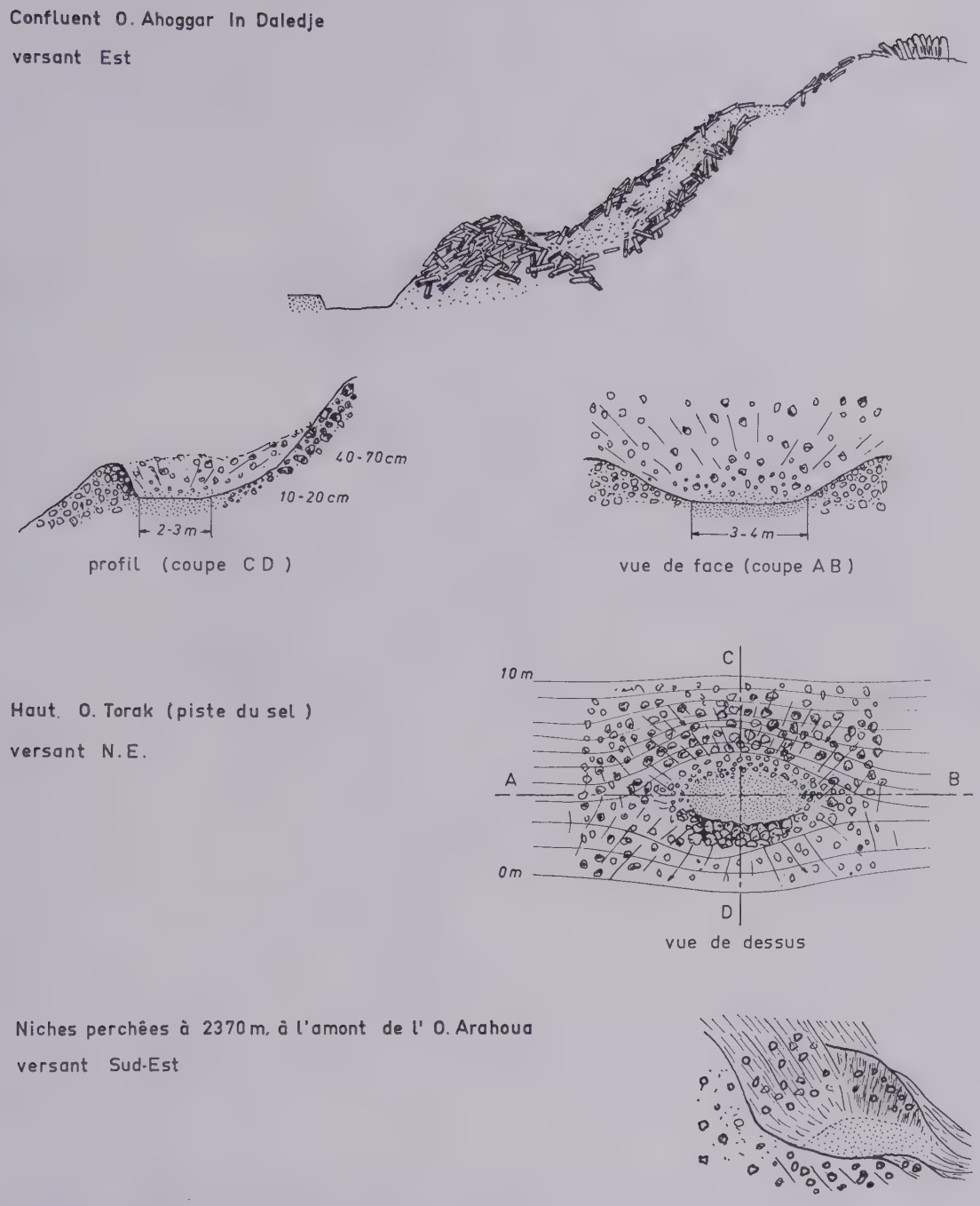


Fig. 51. — Quelques exemples de traces d'anciens névés sur des versants basaltiques.

— *L'exposition au flanc Sud et Sud-Est* des vastes plateaux de la Koudia orientale (2 400-2 600 m), assurant le maximum de suralimentation neigeuse et le minimum de précipitations pluvieuses venant de l'Ouest ;

— *Enfin la vigueur du creusement vertical* sur le flanc le plus accidenté de l'Atakor a permis une extrême netteté dans l'emboîtement des formes.

1) *ENTRE LES AIGUILLES DE L'ISSOU A L'EST ET DE L'ADADE A L'OUEST*, séparées par 5 km (fig. 52) subsistent des formes d'accumulation d'une ampleur remarquable. Les hautes vallées de l'O. Issedjène sont littéralement ennoyées par un remblaiement qui, vers l'amont, atteint près de 30 mètres d'après les entailles récentes des oueds. Les coupes nombreuses permettent de voir que ce matériel est formé de blocs de basalte très anguleux d'un diamètre de 0,5 à 1 mètre et même plus, généralement posés à plat dans une masse extrêmement abondante de limons bruns. Ces blocs ont pu ainsi être transportés à plusieurs centaines de mètres de la haute falaise du Tesserlite le long de grands plans inclinés quasi rectilignes qui prennent naissance juste en contrebas

Fig. 52. — Modelé des versants de la haute vallée de l'O. Issedjène : 1 - substratum précambrien ; 2 et 3 - coulées supérieures donnant des entablements au sommet du Tesserlite (2) ou en contrebas dans le haut O. Issedjène (3) ; 4 - coulées interstratifiées plus ou moins altérées ; 5 - coulées plus dures reposant directement sur le socle à la base du trapp ; 6 - pitons de lave « acide » ; 7 - grand versant régulier ; 8 - bourrelet de solifluction ; 9 - moraine de névé ; 10 - versant le plus ancien ; 11 - versant plus récent, mais inactuel ; 12 - accumulation torrentielle subactuelle.

des corniches de basalte dur (au NE, on compte de 7 à 9 coulées minces superposées, surmontées par une coulée massive) surmontant 4 à 5 niveaux rouges altérés. Cette accumulation n'a pas pu être mise en place par le ruissellement, ni par un cours d'eau de type torrentiel, mais sous l'effet d'un écoulement boueux et de glissements importants dans un matériel visqueux. Mais ici interviennent des différences suivant l'orientation, comme le montre la figure n° 52 :

— *Sur les versants exposés à l'Ouest ou au NO*, ces glissements sont parfaitement nets, sous forme d'une série de bourrelets de solifluction ou parfois de traînées, parallèles à la pente et formées de très gros blocs en relief sur le reg d'éboulis du versant, de taille plus petite. En certains points, ce reg prend l'allure d'un dallage de blocs (0,5 mètre) posés à plat qui suggère l'idée d'un lent glissement sur un sol

boueux. Vers l'aval, ce versant est repris par une forme de glacis beaucoup plus généralisée et plus récente.

— *Sur les versants exposés à l'Est*, ce remblaiement ancien existe aussi, mais au lieu d'une surface irrégulière, il présente un profil quasi rectiligne sur plusieurs centaines de mètres. L'élément le plus long, entre les deux branches de l'O. Issedjène, s'allonge sur près de 800 mètres avec une étonnante régularité. A l'amont, ces versants anciens se trouvent à plus de 30 mètres au-dessus des thalwegs et se raccordent aux grands éboulis qui masquent une partie de la dénivellation. A l'aval, ils convergent lentement avec une seconde forme emboîtée absolument identique à la précédente, excepté par sa pente légèrement plus faible (15 à 18° pour le versant le plus ancien). Ce second plan incliné est emboîté à 15-20 mètres en contrebas du précédent. Ces deux versants rectilignes recoupent en biseau l'accumulation de blocs enrobés dans l'abondante matrice limoneuse. Cette accumulation est si semblable dans toutes les coupes qu'il est difficile de dire s'il s'agit de la même formation ou d'une nouvelle accumulation emboîtée dans la première. On peut faire partout la même observation : vers le haut, sur les 5 ou 6 derniers mètres pour le versant le plus ancien, sur les 3-4 derniers pour le plus récent, la partie supérieure devient plus riche en blocs, disposés d'ailleurs avec moins de régularité. Cette nappe plus grossière recoupe l'accumulation antérieure suivant une pente quasi rectiligne (très légèrement concave ?). Parfois, sur le versant le plus récent, quelques traînées de gros blocs accidentent le profil.

Ces formes si régulières sont donc liées a un problème d'exposition puisqu'elles n'apparaissent que sur les versants exposés a l'Est. D'autre part, la forme la plus ancienne a totalement disparu en exposition franchement Sud entre les deux branches de l'O. Issedjène. Aussi l'explication paraît relativement simple : ces versants rectilignes atteignent leur maximum de développement non pas au pied des plus hautes falaises, mais là où la suralimentation neigeuse a pu jouer au maximum : c'est davantage l'alimentation en eau qu'en débris qui importe. Ces formes se trouvent en effet en contre bas des très larges vallées des O. Ihérane et Ouan Télène où la falaise du Tesserlite a été ébréchée par le recul des versants du haut O. Issedjène. Les vents du Nord et de NO remontant ces très larges couloirs devaient remobiliser la neige et l'accumuler en énormes congères dans les vallées à 150-170 mètres en contre-bas :

— **La fonte plus rapide en exposition E et SE de cette neige plus abondante explique l'opposition des formes de versant entre l'Est et l'Ouest**. Cette fonte brutale permettait une solifluction généralisée, dans un matériel très fluide, riche en particules fines et en eau, d'où une évolution en bloc de tout le versant, sans irrégularité, ni bourrelets. Cette descente en masse pâteuse devait correspondre aux mécanismes des « versants de solifluction en nappe régulière » de A. Cailleux et J. Tricart (1958, p. 221). En exposition franchement Sud, des conditions moins favorables n'ont sans doute pas permis l'édification de formes aussi développées et le versant supérieur a totalement disparu.

— **Cette action de la neige n'est pas une simple hypothèse,** elle est démontrée par l'existence, précisément en contre-bas du col, d'*une magnifique moraine de névé* au pied d'un escarpement rocheux d'une trentaine de mètres (coulée inférieure plus fraîche ?). En effet, le versant de solifluction le plus récent est séparé de cette falaise par une gouttière à fond limoneux, bordée vers la vallée par un bourrelet de très gros blocs (qui ne peuvent provenir que de cette falaise) accumulés sur une hauteur de 15 mètres environ. Les éboulis se trouvent donc reportés à plusieurs dizaines de mètres de la base du versant, qui protégée contre l'ennoyage, est devenue une gouttière. Le bourrelet présente la dissymétrie caractéristique des moraines de névé (Pl. IX, fig. 2) et dans la gouttière, quelques gros blocs épars sur les limons de remplissage, représentent certainement les éboulis « normaux » postérieurs à la disparition du névé.

Comme le montre la fig. 53, le sommet du bourrelet morainique arrive pratiquement au niveau du second plan incliné et il est couronné par quelques stratifications sub-horizontales de petits blocs enrobés dans des limons brun foncé qui tranchent sur l'accumulation anarchique des gros blocs. Cette accumulation finale est exactement semblable à celle de la partie supérieure du second versant qui semble avoir légèrement débordé sur le bourrelet morainique. On peut donc affirmer que le névé existait lorsque s'est formé le second versant et qu'il a subsisté jusqu'à l'extrême fin de ce remblaiement, laissant une gouttière d'une étonnante fraîcheur :

a) *Ce versant de solifluction généralisée est donc bien lié à l'action de la neige.* Il a commencé à se former après la mise en place du névé et s'est achevé avant la disparition de celui-ci. L'allure grossièrement lité du remblaiement selon des pentes très faibles (4-5°) que l'on peut constater sur la photo n° IX planche 1, fait penser aux glissements lents sur pente faible décrits par E. de Vaumas sur les

flancs du Mt Todros (Chypre) lors du maximum du froid et suivis de « solifluction pelliculaire » en lames donnant une allure de glacis très rectiligne (mais par des mécanismes de climat frais) lors de la phase de réchauffement. Ce serait une variété sèche parmi les formes de solifluction de montagne méditerranéenne. Seul le versant exposé à l'Ouest présente des formes de solifluction classique.

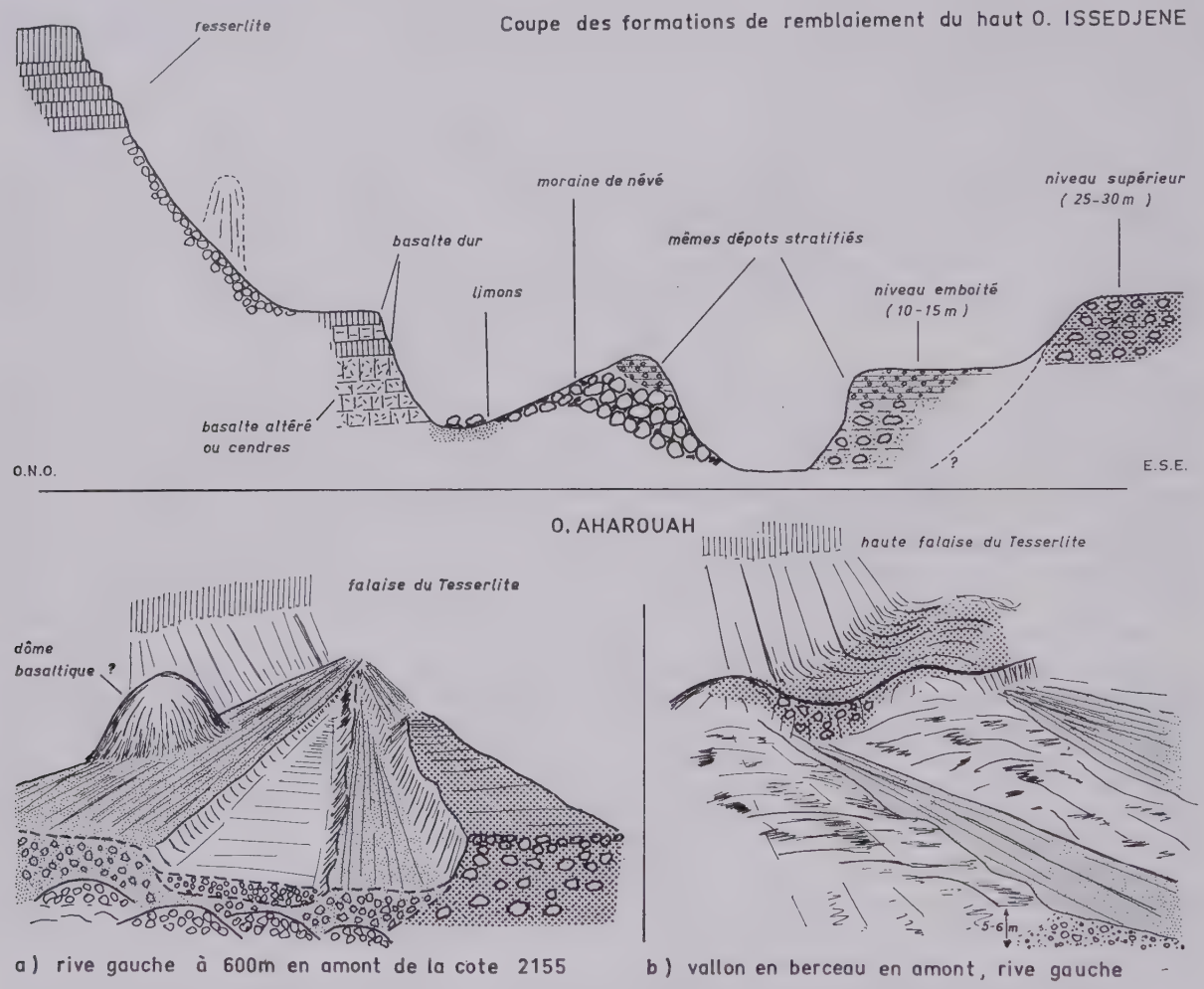


Fig. 53. — Coupe et croquis de détail du modelé des versants dans les hauts oueds Issedjène et Aharouah.

b) *La localisation systématique du second niveau emboîté au pied du versant Ouest* dans les deux vallées s'explique par la présence d'une semblable gouttière mais d'une dimensions bien plus grande au pied de ce même versant lors du remblaiement ancien. Le second remblaiement s'est tout naturellement glissé le long de cette gouttière. Les deux formes emboîtées résultent donc très certainement de la répétition de deux phases climatiques de même nature, mais d'ampleur décroissante.

c) *On pourrait ajouter que l'oued actuel en se logeant également dans cette gouttière prépare la voie à un nouveau « cycle »*. Une légère terrasse torrentielle (1-2 mètres) à petits blocs encore enrobés de limons représente la terrasse récente de l'Atakor ; elle indique encore un écoulement lent et boueux. Au contraire l'oued actuel est certainement parcouru par des crues violentes, provoquées par les orages estivaux particulièrement forts sur ce flanc SE ; il charrie d'énormes blocs et serait capable de détruire assez rapidement ces formes inactuelles. On peut donc penser que ces phases de destruction, liées aux périodes intermédiaires et responsables de l'emboîtement, ont été, au moins au-dessus de 2 000 mètres, violentes mais brèves. Cela ne veut pas dire que ces grands versants de solifluction n'ont pas existé plus bas : ils ont été simplement plus facilement détruits. Mais on en retrouve des traces indiscutables sur

les flancs des appareils « acides » plus méridionaux (Arou, Tarout, etc. *Cf.*, p. 257), mais nulle part les versants n'atteignent cette perfection, due certainement aux conditions exceptionnelles citées plus haut.

2) *LA HAUTE VALLÉE DE L'O. AHAROUAH FOURNIT LE MEILLEUR EXEMPLE, ASSEZ RARE, DE VALLÉE ORIENTÉE EST-OUEST.* Ici, également, l'ampleur des formes est plus grande sur le versant exposé au Sud (fig. 54), mais sans doute parce que la dénivellation est bien plus forte et plus continue au Nord. Tandis que le croquis montre à l'Ouest de la brèche du haut O. Issedjène (la branche orientale ici), des replats à bourrelets morainiques étagés au pied du Tesserlite, on voit que la haute vallée de l'O. Aharouah a été littéralement comblée par l'accumulation la plus ancienne.

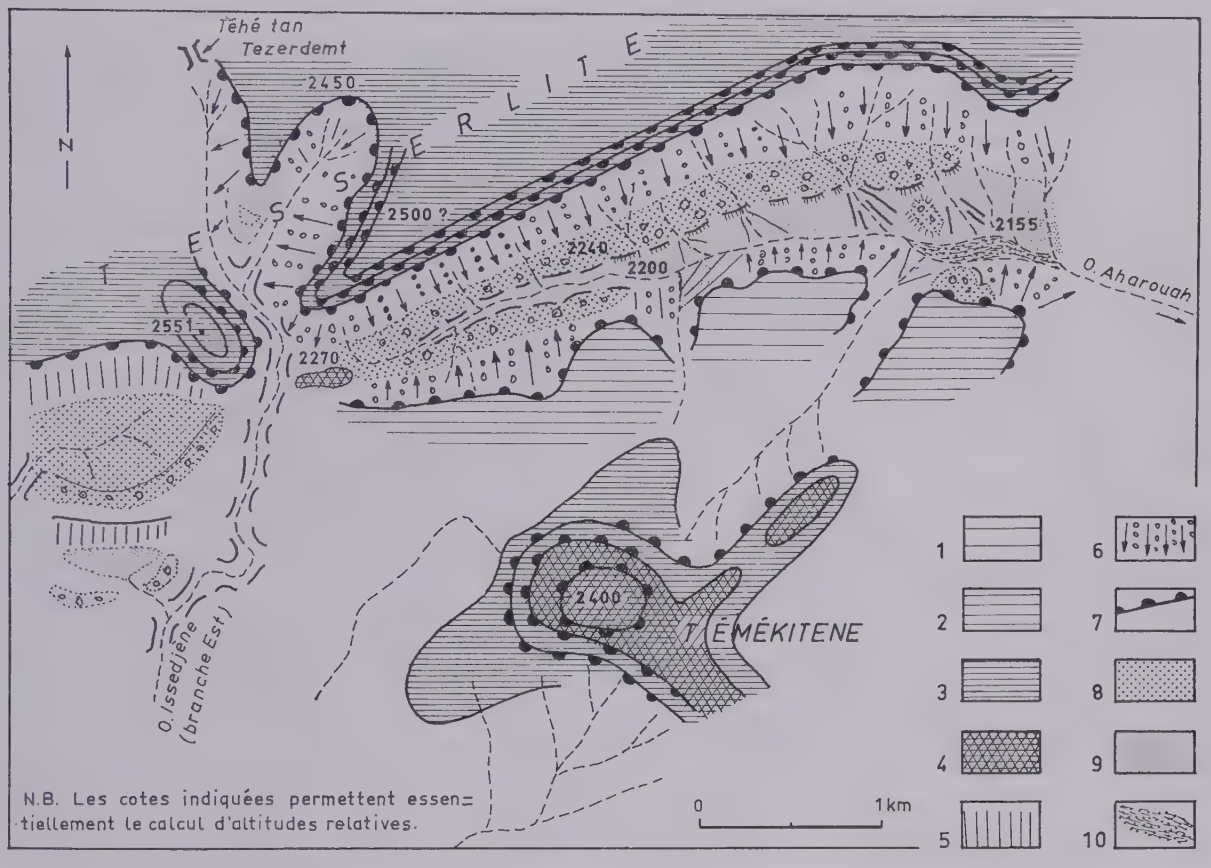


Fig. 54. — La haute vallée de l'O. Aharouah : 1 - coulées de basaltes de la partie inférieure des trapps ; 2 - coulées de la partie moyenne ; 3 - coulées basaltiques supérieures ; 4 - coulées phonolitiques ; 5 - escarpement rocheux important ; 6 - versant d'éboulis régularisés ; 7 - corniche de roche volcanique ; 8 - formes d'accumulation anciennes ; 9 - formes d'accumulation récentes, mais inactuelles ; 10 - accumulation torrentielle actuelle.

A L'AMONT, L'ANCIEN PROFIL DE CETTE ÉPOQUE, EN U ÉVASÉ, S'ENFONCE LENTEMENT EN CONTRE-BAS DU COL (cote 2270) et lorsque la vallée plus récente s'enfonce en contre-bas, les vestiges de ce remblaiement se poursuivent en large banquette sur chaque versant (NF 31, XVIII - XXIV, nº 143). J'ai pu vérifier en plusieurs points que cette banquette était surtout formée de gros blocs enrobés dans des limons, comme dans le haut O. Issedjène Ouest et l'altimètre permet de dire que cette accumulation visible atteint environ 20 mètres à l'amont et près de 40 à l'aval.

OR, PROGRESSIVEMENT, LA SECONDE PHASE D'ÉVOLUTION DES VERSANTS APPARAIT. Ainsi au point coté 2200, sur le versant Nord, la topographie ancienne est représentée par un très beau vallon en berceau entouré de pentes parfaitement régularisées, façonnées par la solifluction (fig. 53). Ce vallon est perché à environ 40 mètres au-dessus du thalweg ; il est brutalement entaillé par un talus d'érosion

dans le remblaiement (15 à 20 mètres) et en contre-bas apparaît le second « cycle » sous la forme de grands cônes triangulaires. Mais ces cônes sont des formes de versants, aucun torrent n'y débouche. Ils rappellent exactement le second versant emboîté du haut O. Issedjène. Leur surface est plus irrégulière, souvent striée de petits bourrelets, prouvant un mouvement d'ensemble des débris et non pas une action du ruissellement [1]. A l'aval, ces cônes sont entaillés de 5-6 mètres par l'oued : ils ne sont plus actuels.

Encore en aval, à 600 mètres en amont du point coté 2155, apparaissent trois formes de cônes triangulaires emboîtés (fig. 53) :

— *L'énorme accumulation ancienne dont la surface était jusqu'ici subhorizontale, diminue rapidement d'importance* et semble tranchée par un versant incliné de 8-10°, parfaitement rectiligne et entièrement patiné. Il ressemble tout à fait au versant le plus ancien du haut O. Issedjène. Son extrêmité actuelle se trouve à 12-15 mètres au-dessus de l'Oued Aharouah. C'est la dernière période de façonnement général des versants.

— *En contre-bas, le second plan incliné emboîté de quelques mètres se situe au débouché d'un torrent* et peut avoir été façonné ou remodelé par lui. Le calibre des blocs qui le recouvre est plus petit (10-25 cm). On peut, peut-être, parler ici de « glacis cônes » au sens de R. Raynal. Ce caractère torrentiel va aller en s'accentuant vers l'aval, mais on peut se demander s'il ne s'agit pas d'une forme de dégradation de versants façonnés antérieurement, comme en amont.

— *Enfin, un cône actuel, couvert de blocs peu patinés,* aboutit à 3 mètres au-dessus du thalweg. Le cours actuel est assez difficile à définir. C'est un des chaos torrentiels les plus désordonnés que je connaisse, égalant facilement les torrents les plus violents des Alpes du Sud. Des levées de blocs de 0,5 à 1 mètre de diamètre se relayent dans la plus totale anarchie, hautes souvent de 2 à 2,5 mètres dans un lit large de 80 mètres environ. Il n'y a pas de véritable lit d'écoulement et la marche est extrêmement pénible dans un tel chaos. L'action des crues actuelles est d'ailleurs assez incohérente semble-t-il, éventrant certaines levées pour en reconstruire d'autres. La seule explication doit être recherchée dans la destruction très rapide des formes anciennes à ce niveau par des torrents secondaires très actifs déchaussant facilement les blocs, tandis que l'O. Aharouah est incapable d'évacuer une telle masse de débris.

Sur la rive droite, peu en amont de la cote 2155, de belles coupes permettent de faire une légère distinction entre les agents de transport responsables des deux versants inactuels. En ce point, un versant ancien s'abaisse jusque vers 6-8 mètres au-dessus de l'oued. Sa couverture a l'allure d'un dépôt de pente où de très gros blocs se disposent suivant une légère stratification, emballés dans une matrice limoneuse très abondante. Vers la surface, les blocs sont plus denses et disposés parallèlement à la pente ancienne : après l'accumulation, il y a eu un façonnement généralisé des versants. Au contraire, le versant plus récent qui aboutit à 4-5 mètres seulement au-dessus du thalweg est une formation désordonnée, avec d'énormes blocs mais très peu de limons qu'on peut interprêter comme une formation torrentielle, qui s'emboîte simplement dans le grand versant le plus ancien.

A environ 2 km en aval, vers la cote 2100, l'oued pénètre dans le socle et s'y enfonce rapidement. Il subsiste cependant deux terrasses, passant souvent à des niveaux d'érosion à pellicule alluviale : l'une vers 5-6 mètres, l'autre vers 11-12 mètres avec des galets plus gros (50 cm). Sur les versants d'éboulis qui empâtent la dénivellation du Tesserlite sur les 3/5 de sa hauteur environ, on peut observer quelques formes de « fers à repasser » qui témoignent d'anciens emboîtements (par ex. à l'E du Témékitène).

3) *AU-DELA DE LA PROFONDE COUPURE DES OUEDS TANDJÈTE ET AHAROUAH, LE PLATEAU S'ABAISSE* (2 150-2 200 *MÈTRES*) *ET SE DIVISE EN PETITS ÉLÉMENTS,* puis en buttes témoins isolées (Akal Djazoulène). La surface insuffisante de ces reliefs tabulaires empêchait sans doute la formation de congères et les formes si originales du Tesserlite disparaissent. Comme les coulées massives ne surmontent plus les trapps, le calibre des fragments et le rapport couches dures sur couches tendres diminuent. Les conditions sont alors réalisées pour le développement d'immenses glacis qui recoupent les basaltes profondément altérés, tandis qu'à l'aval les coulées inférieures plus dures donnent des buttes ou de bas plateaux. Le passage au socle sous-jacent se traduit au Sud par un paysage de gorges profondes dès que l'apport des versants en éboulis disparaît. A l'Est au contraire, les glacis de l'Akal Djazoulène se continuent par de beaux pédiments avec simplement

1. On hésite dans ces conditions à parler de glacis dont la définition implique une action du ruissellement. Les « glacis d'ennoyage » de J. Tricart seraient la forme la plus voisine, mais leur genèse implique l'étalement d'un oued sur un cône.

une sensible diminution de la pente. Bien délimités par ce contexte structural, ces glacis atteignent cependant des dimensions considérables (1 à 3-4 km) et une parfaite régularité. Observés de plus près, ils appartiennent à deux générations de formes :

— La plus ancienne est surtout représentée par un grand cone d'épandage (XVIII-XXIV, nº 146) ressemblant à certains glacis de piedmont évoluant par érosion latérale. La photo aérienne indique bien des séries divergentes de lits abandonnés (fig. 55) tandis qu'au sol, on peut

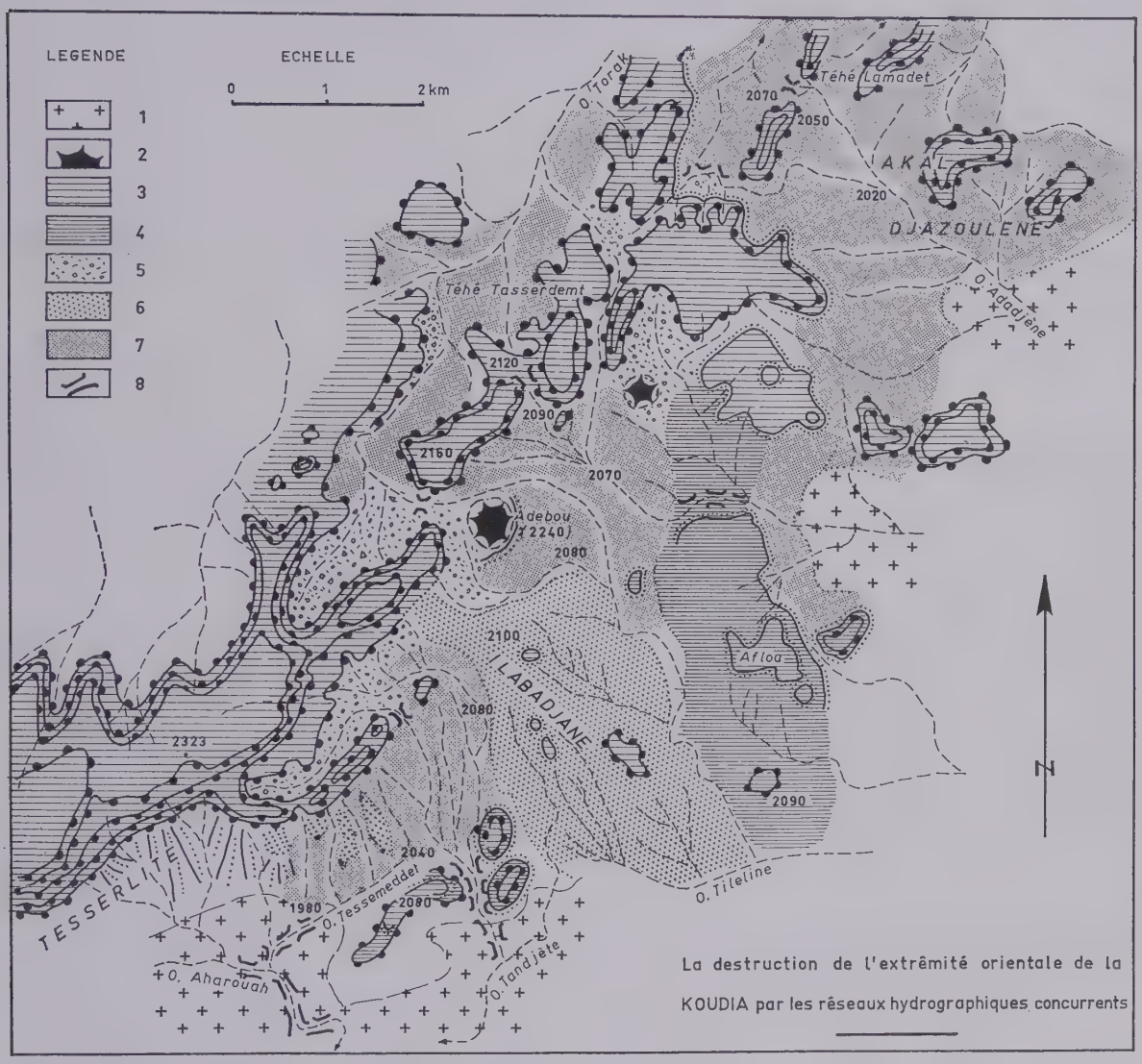


Fig. 55. — Les glacis d'érosion à l'extrémité orientale de la Koudia ; 1 - socle précambrien ; 2 - reliefs de lave « acide » ; 3 - trapps basaltiques ; 4 - coulées inférieures de ces trapps, plus résistantes à la base des niveaux rouges ; 5 - éboulis ; 6 - glacis et versants anciens ; 7 - glacis plus récent emboîté ; 8 - gorge.

constater que la nappe de galets est une simple pellicule de 1 à 2 mètres au maximum reposant sur des basaltes très altérés gris ou jaunes. On peut parler d'un glacis en roche tendre sur pavage alluvial tout à fait typique. Pourtant ce cône s'appuie à un versant et seul un petit oued long de 2-3 km y aboutit latéralement. Il paraît difficile de lui attribuer la formation de ce cône.

— La forme la plus récente, emboîtée a 10-20 mètres en contrebas, fournit l'explication recherchée. On assiste en effet dans le haut de l'O. Tandjète à la genèse de cette forme, aux dépens non seulement du versant antérieur, mais aussi du plateau lui-même. Un grand nombre de tout petits

oueds Nord-Sud sont en train de faire disparaître par captures successives [1] l'interfluve qui les séparait d'une vallée encore orientée suivant l'ancien système de pentes OSO-ENE. Les petites buttes de basalte disparaissent rapidement et il ne subsiste qu'un nouveau glacis couvert parcouru de rigoles parallèles dont les eaux sont canalisées en aval entre les mesas des coulées inférieures. Le même mécanisme a certainement fonctionné, avec une plus grande ampleur, au profit des petits oueds qui forment le haut O. Tiléline et l'abondance des petites buttes qui parsèment le cône sont bien caractéristiques de l'action du ruissellement plutôt que d'une érosion latérale. Or, cette brusque attraction au Sud, très explicable pour le haut O. Tandjète, à niveau de base très déprimé, l'est beaucoup moins pour le haut O. Tiléline qui appartient au réseau de la pénéplaine. Elle paraît liée à une déformation tectonique qui a affecté les bordures de l'Atakor (*cf.*, V^e^ partie, I). A l'Est où cette influence ne joue pas, on assiste à un émiettement du plateau avec développement de glacis plus « classiques » et l'emboîtement des formes est aussi visible, mais moins accentué.

Cependant le revêtement de ces glacis paraît bien peu conforme à un dépôt de ruissellement. Partout l'on retrouve sur 50 cm à 1 ou 2 mètres, des blocs anguleux (30 à 50 cm sur le glacis ancien, 5 à 10 sur le second) enrobés dans une très épaisse matrice de limons bruns qu'on ne peut pas attribuer à une évolution pédologique postérieure. Or, le ruissellement est, par excellence, un agent de transport sélectif. *Faut-il alors admettre que la pellicule détritique qui recouvre le glacis n'est pas un « dépôt corrélatif » de celui-ci* ? C'est le problème embarrassant que posent les glacis de la Koudia.

B. — GENÈSE ET CHRONOLOGIE DES GLACIS EN ROCHE TENDRE

La Koudia est un domaine magnifique pour l'étude de ces glacis, principalement sur le versant Nord. Les plus accessibles sont ceux de l'O. In Tekadène où ils s'étagent en plusieurs « générations » au bas des pentes :

a) *Un glacis ancien* a laissé des témoins assez rares, perchés à une quinzaine de mètres. Il est recouvert de gros blocs (20 à 80 cm) anguleux et très patinés, enrobés dans une matrice limoneuse brune abondante et formant une couverture d'environ 1 mètre d'épaisseur.

b) *Le plus étendu est certainement le glacis moyen,* dans presque toutes les vallées. Il est perché à 4-6 mètres. Les blocs de sa couverture sont plus petits (30-50 cm) et toujours enrobés dans des limons parfois légèrement rougeâtres (O. Ouan Télène, O. Tesselsel).

c) *Un glacis très récent* à 2-3 mètres est en liaison directe avec une terrasse toute récente où les galets ont une disposition caractéristique d'un écoulement torrentiel.

L'étagement est parfois plus complexe car le même matériel peut être repris plusieurs fois en fonction de variations qui peuvent être locales. En effet, la conservation des formes anciennes n'est due qu'à la grosseur de leurs éléments que les écoulements postérieurs ont été incapables de remettre en mouvement. Ces glacis sont d'une extrême fragilité, faute d'encroûtement important de calcaire ou de gypse comme sur les piedmonts atlasiques, ou de fer comme sur certains glacis de la bordure tassilienne (argile à nodules de fer de l'Ad. Idjerane) [2]. Aussi, même sous le climat actuel, on peut voir un certain nombre de ravines attaquer l'argile à partir des rebords d'un glacis, entraînant l'éboulement des blocs qui se stabilisent quelques mètres plus bas à la surface d'un autre glacis, pratiquement sans déplacement notable. On remarque cependant, dans ces exemples actuels, que le ruissellement tend à éliminer toute la fraction fine qu'il n'a donc pas contribué à déposer. C'est une remarque que l'on pourrait répéter comme un « leit motiv » au cours de fastidieuses descriptions : partout, on est tenté d'affirmer que la couverture détritique qui recouvre les glacis avec ses blocs (de moins en moins gros des glacis anciens vers les récents) et sa matrice de limons (de moins en moins abondante vers les périodes récentes) ne peut pas être contemporaine ou « corrélative » de l'agent qui a modelé ces glacis.

1. L'une s'est produite il y a tout au plus quelques décades ou quelques siècles et les crues passent encore indifféremment par les deux tracés (*Cf.* fig. 55).

2. Dans certains cas, on remarque un début de concentration du fer en tâches et concrétions rouille (O. Tin Tortorine) ou plutôt de calcaire comme sur le glacis ancien de l'O. Iherane ou de l'O. Akayaye (juste en amont de la gorge) ou sur le glacis moyen de l'O. Itedjarnine et de l'O. In Daledje (près de la guelta Afilale). Le seul véritable encroûtement très dur de calcite cristalline que je connaisse enrobe de petits graviers de basalte à la surface du glacis supérieur d'un affluent de rive droite de l'O. Témorte. Cet encroûtement atteint 50 cm à un mètre d'épaisseur. Partout ailleurs, les concentrations carbonatées sont toujours liées à des nappes aquifères. Le calcaire en effet est bien plus difficile à mobiliser à partir d'une roche mère basaltique comprenant 9 à 12 % de CaO qu'à partir des calcaires de l'Atlas. Le début d'encroûtement calcaire de l'O. Iherane par exemple se situe à l'aval d'une coulée de basalte où des veinules de calcite apparaissent dans les fissures.

1) *IL Y A DISSOCIATION ENTRE L'AGENT D'ÉROSION RESPONSABLE DE LA FORMATION DES GLACIS ET LA PELLICULE DÉTRITIQUE QUI RECOUVRE ACTUELLEMENT CES GLACIS*

a) DANS UNE PÉRIODE ARIDE COMME L'ACTUELLE, LA FORME DU GLACIS ÉVOLUE, TANDIS QUE LA PELLICULE DÉTRITIQUE SE DÉGRADE : en effet la seule action notable actuellement est celle du ruissellement. Elle est très lente et très limitée et s'explique essentiellement, nous venons de le voir, par la vulnérabilité des talus argileux entre les glacis ou sur les bords des oueds. Le recul de ce talus (généralisé ou par des entailles de ravines) amène un léger déplacement des blocs vers un plan incliné inférieur, plus conforme au nouveau niveau de base local. Là ces blocs s'immobilisent, arrêtent l'enfoncement des ravines et forcent le ruissellement à se diviser, en minces filets capables seulement d'évacuer les limons. Il n'est pas nécessaire de faire appel à de grands ruissellements en nappe spectaculaires pour expliquer l'étagement des « glacis de substitution ». La forme d'érosion peut se développer même sous le climat actuel (80 à 100 mm de pluies) par ces actions individuelles et lentes du ruissellement subaride. Mais les conditions actuelles excluent :

— *D'une part, tout renforcement de la pellicule protectrice* puisque la gélifraction actuelle ne fournit que de très petits blocs en exposition Nord et de façon très sporadique ;

— *D'autre part la présence de limons en dehors de la protection d'un « pavage » antérieur.* Les particules sont entraînées aussi bien au moment de la progression du talus que dans les lits des oueds où la turbulence des crues permet leur évacuation au fur et à mesure des apports du ruissellement. Les terrasses limoneuses si fréquentes dans les hautes vallées et pourtant si fragiles sont donc des formes inactuelles. La violence des crues actuelles fait disparaître ces terrassses et permet même le transport des blocs dans le thalweg.

b) LA PARTIE HAUTE DES VERSANTS EST TOTALEMENT « IMMUNISÉE » A L'HEURE ACTUELLE. Les corniches sont très émoussées par l'accumulation de blocs anciens et le passage paraît continu de ces éboulis au pavage des glacis. Parfois à la base des versants, surtout sur le glacis ancien, ces blocs sont posés à plat comme une sorte de dallage, protégeant au-dessous d'autres blocs enrobés dans des limons. Plus rarement, on rencontre des dalles ou des plaques subverticales, dressées sous l'effet de différences de vitesse à l'intérieur de la matrice fine. La mise en mouvement des blocs à partir du talus de fragmentation s'explique donc, non pas par le ruissellement, mais par une lente solifluction dans un sol amolli ou même peut-être par un glissement plus rapide dans une coulée boueuse rendue très fluide par la fonte de la neige [1]. C'est à ce moment là que la pellicule énigmatique se met en place sur tous les versants, anciens ou récents, qui ont une pente supérieure à la pente d'équilibre que ne peut pas dépasser ce genre de transport. Cette pente doit être de quelques degrés seulement, mais elle a pu varier d'une période à l'autre, en fonction de la fluidité de la matrice fine, en rapport avec la quantité de neige et la vitesse de sa fonte. Mais à l'aval, si le matériel grossier se stabilise, la boue et les petits fragments peuvent s'étaler lentement entre les blocs, dépouillés de leur matrice précédente par une période sèche semblable à l'actuelle. Cette lente solifluction reconstitue donc le manteau de blocs et de limons jusqu'à l'aval des versants. Ces limons en excès d'ailleurs ennoyent non seulement les basses pentes, mais les fonds des vallées, ce qui suppose à cette époque un écoulement des eaux bien peu turbulent et un courant très lent.

c) CE REVÊTEMENT GÉNÉRALISÉ DES VERSANTS PAR CES ÉLÉMENTS SOLIFLUÉS N'AFFECTE PAS QUE LES GLACIS. Nous le retrouvons partout. Ainsi, il a recouvert et partiellement tronqué le sol noir de l'O. Indegane analysé ci-dessus. Ceci est d'ailleurs logique : cette solifluction succède à la phase pédologique qui lui fournit un « stock » très abondant de limons bruns.

2) *LA FORMATION DE CES GLACIS NE PEUT DONC PAS SE DISSOCIER DE L'HISTOIRE GLOBALE DES VERSANTS ET MÊME DU COLLUVIONNEMENT.* Quelques exemples caractéristiques vont permettre de le montrer :

a) LES GLACIS DU HAUT O. IN DALEDJE : Au confluent de l'O. Tebazaït, les trois glacis sont magnifiquement emboîtés sur la rive droite (fig. 56) :

1) **Le glacis supérieur est perché à près de 20 mètres au-dessus du thalweg** et son profil est absolument rectiligne. Une patine extrêmement sombre colore uniformément un reg bien calibré

1. J. CORBEL (1963) a très bien montré l'extrême fluidité que pouvaient atteindre ces coulées boueuses en zone méditerranéenne de montagne quand intervient la fonte brutale de la neige. Ces coulées boueuses de l'Atakor seraient de même nature que les coulées spectaculaires qu'il décrit dans la Californie peu boisée, mais à une échelle infiniment plus petite à cause des pentes plus faibles, du matériel peu argileux etc. Par contre, je ne pense pas que de telles coulées boueuses soient capables de créer des glacis d'érosion comme le suggèrent J. CORBEL ou E. DE VAUMAS.

de petits graviers basaltiques qui confirme sa grande ancienneté. Dans les coupes, les blocs anguleux enrobés dans les limons sont restés très clairs et comprennent des éléments phonolitiques de plus d'un mètre de diamètre qui ont été transportés sur des centaines de mètres dans ces coulées boueuses. C'est l'originalité de ce vieux glacis.

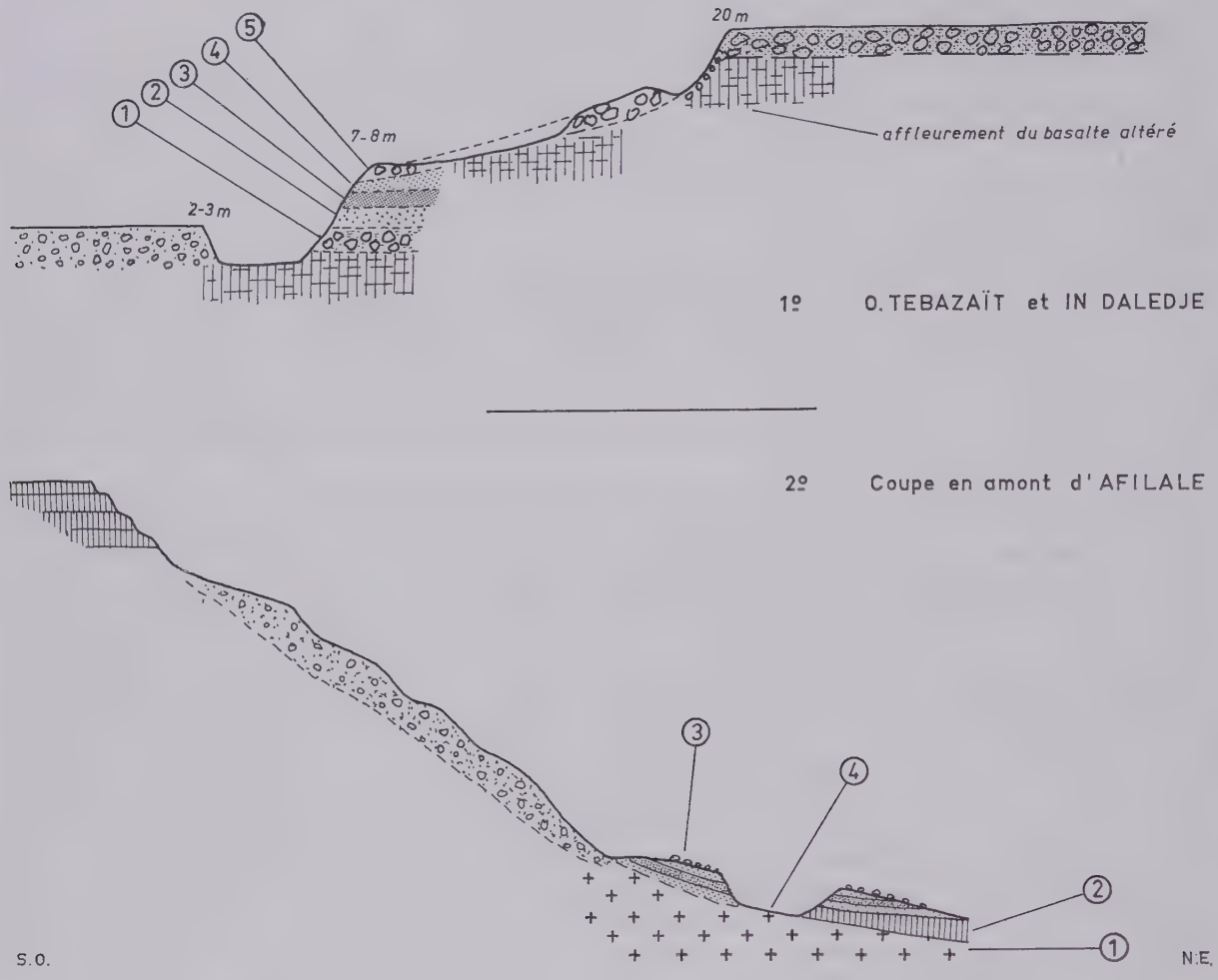


Fig. 56. — Les emboîtements de glacis en roche tendre, au confluent des oueds Tebazait et In Daledje, et à Afilale. Sur le croquis du haut : le glacis supérieur est recouvert de gros blocs et de limons. Le glacis moyen est surmonté par : 1 - un conglomérat à ciment limonitique ; 2 - un horizon blanchâtre ; 3 - un sol noir (0,6 m) ; 4 - des limons bruns (0,5 m) ; 5 - une coulée boueuse avec de petits blocs. Sur le glacis récent : blocs et limons beiges (2-3 m). Sur le croquis du bas : 1 - pédiment sur granite ; 2 - coulée basaltique de vallée ; 3 - pédogénèse puis solifluction vers les fonds de vallée ; 4 - creusement postérieur.

2) **Le glacis moyen (7 à 8 mètres) a aussi un profil d'érosion très régulier** et disparaît à l'aval sous un colluvionnement extrêmement caractéristique :

— *La vraie pellicule corrélative du glacis,* représentée par un conglomérat à ciment limonitique (celui-ci est probablement lié à l'altération pédologique postérieure ?) ;

— *Un sol avec ses deux horizons,* humifère en surface et lessivé au-dessous ;

— *Puis des limons recouvrent le sol* et indiquent un déséquilibre dans le couvert végétal. Aussitôt au-dessus apparaît la fameuse pellicule de petits blocs avec matrice limoneuse beige clair. On a même parfois la preuve évidente que cette solifluction remanie simplement le matériel de la couverture du glacis ancien. *Or, entre la genèse du glacis et cette solifluction, il s'est écoulé une période de temps assez longue, marquée par la formation d'un sol...*

On peut renouveler cette observation sur des dizaines de coupes dans cette région de la Koudia. L'épisode pédologique est parfois remplacé par un empilement de fines strates alternativement limoneuses et tourbeuses sur plus d'1 mètre d'épaisseur (plus en amont au NO du Tadjerjiste par ex.) et surmonté sur 80 cm par de petits blocs (10-20 cm) enrobés dans d'épais limons beiges. Un peu en aval du confluent, toujours sur la rive droite, on observe de bas en haut :

— *La pellicule de blocs*, plus ou moins colorés par la limonite ;
— *Des loupes irrégulières d'un sol noir* très compact, souvent épais d'un mètre et plus ;
— *Puis les limons bruns et la pellicule solifluée.*

3) **Le glacis récent, situé à 2-3 mètres, n'est recouvert, au confluent de l'O. Tebazaït que par les petits blocs enrobés de limons** beiges, qu'on pourrait prendre pour un dépôt corrélatif. Or, pour ce glacis aussi on peut montrer qu'un sol s'intercale entre le glacis et cette couverture. En particulier :

a) *Plus en aval sur l'O. In Dalèdje*, un peu au-delà du carrefour des gueltas d'Afilale (fig. 56) sur la rive droite le glacis est remplacé progressivement par un plan incliné taillé dans une roche grenue (qu'on pourrait peut-être appeler une ébauche de pédiment ?) à la même altitude. Or, la base de ce versant a été recouverte par une coulée volcanique très récente sans aucune intercalation de couverture détritique. Là où la roche n'a pas été couverte de basalte, un sol noir repose directement sur la roche grenue. Il est très humifère, horizontal et dépourvu de tout élément détritique [1] et indique une période de stabilité des pentes. Il est recouvert par des petits blocs et limons soliflués qui ici se raccordent encore au versant modelé en petites rides de solifluction.

b) *Dans l'Oued In Dalèdje, en aval du confluent de l'O. Ahoggar*, l'on relève la coupe suivante, de bas en haut :

— Une formation pédologique de limons argileux gris puis jaune clair avec des concrétions ferrugineuses (quelques centimètres), ou calcaires (très dures et petites), puis à nouveau gris et brun, avec des tubulures ferrugineuses autour d'anciennes racines. Son épaisseur atteint environ 1,5 mètre, sans doute avec des apports latéraux.

— Puis un niveau noir charbonneux, où j'ai découvert au cours d'une fouille effectuée avec ma femme, un certain nombre de fragments de poterie incontestablement en place.

— Au-dessus, « en discordance », on observe des blocs anguleux enrobés dans des limons bruns. Vers le bas, des stratifications entrecroisées paraissent indiquer, comme ailleurs du reste, que le mode de transport lors de cette troisième phase était plus nettement torrentiel et les galets sont parfois nettement inclinés. Vers le haut, la stratification devient subhorizontale comme si le mouvement s'était ralenti.

— Enfin, vient l'entaille subactuelle de l'oued.

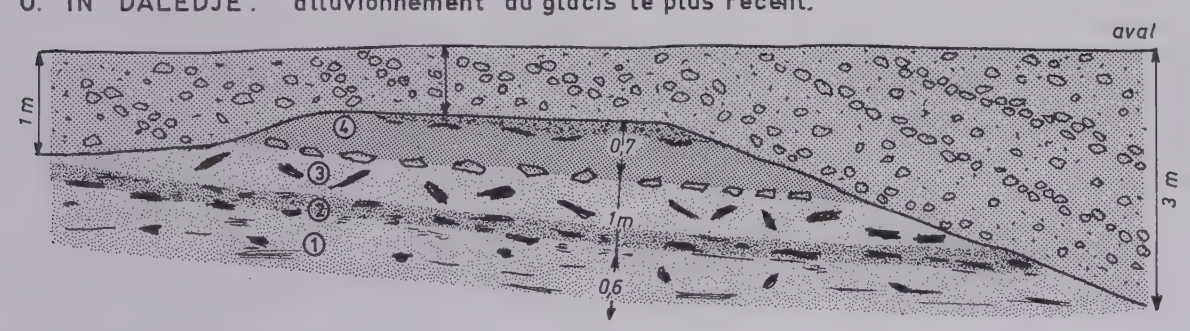


Fig. 57. — Couverture du glacis le plus récent dans l'O. In Dalèdje : 1 - limons argileux gris avec concrétions limonitiques ; 2 - niveau jaune clair de concrétionnement en fer et calcium ; 3 - limons argileux gris avec concrétions tubulaires ; 4 - sol brun contenant de petits fragments de roche volcanique (à la base) et surmonté d'un niveau noir contenant des vestiges de poterie post-néolithique. En « discordance », la terrasse « récente » à stratifications torrentielles.

1. Excepté quelques scories basaltiques légères, systématiquement incorporées dans le sol et qui pourraient dater de cette époque l'apparition de la chaîne Nord-Sud de « puys « subactuels tout proches.

Cette coupe a un très grand intérêt par le repère chronologique qu'elle fournit :

Les fragments de poterie rappellent en effet très exactement la poterie trouvée par J.H. Hugot dans la fouille d'un tombeau mégalithique de la Tefedest. J.H. Hugot a eu l'amabilité de m'indiquer que ces poteries d'In Daledje avaient une facture d'une perfection atteinte ni au Néolithique, ni actuellement ; elles ne présentent en effet de traces ni du liant (ces pailles destinées à assurer la cohésion de l'argile et qui en brûlant, laissent des vides), ni du dégraissant. La facture également est parfaite, l'argile ayant été montée, lissée à l'estec, puis enduite d'un lait d'argile en surface pour la colorer. De nombreuses stries très fines prouvent que l'intérieur a été lissé à l'aide d'un chiffon grossier et non pas avec de la paille, avant la mise au four.

Cette poterie se classerait donc dans la période « des premiers monuments » qui serait déjà plus ou moins la période historique : la formation pédologique serait de peu antérieure à cette poterie, donc du Néolithique [1], la retouche du dernier glacis remonterait au Néolithique ancien. Au contraire, le dépôt torrentiel encore très boueux qui surmonte le sol se placerait en pleine période historique. Le creusement postérieur d'environ 2-3 mètres est donc pratiquement actuel et marque la phase aride contemporaine. Des pollens extraits de limons accompagnant la poterie et analysés par P. Quezel comprennent du Jujubier, des Cupréssacées et, plus rares, des Armoises et Myrthe de Nivelle, c'est-à-dire une flore méditerranéenne déjà très sèche, protégeant de plus en plus mal le sol néolithique.

b) Les glacis du haut O. Tarhoumoute (S-SE de l'Assekrem) s'étagent magnifiquement dans la large vallée en contrebas de la piste automobile :

1) **Ici le niveau ancien subsiste comme une « dorsale » située légèrement à l'Ouest de l'oued** et reprise par les glacis de substitution vers l'Est et vers l'Ouest. Il est recouvert d'un pavage étonnant à la fois par sa régularité et par le calibre de ses éléments. Ce sont de gros blocs de phonolite très patinés, amenés là depuis des appareils distants de plusieurs centaines de mètres. Leurs dimensions dépassent toujours le mètre et ils reposent directement sur le basalte altéré du glacis, car tous les éléments de taille inférieure ont été emportés par le ruissellement postérieur. En de rares points protégés, on peut reconstituer la couverture complète qui comprend une très forte proportion de limons argileux bruns ou rougeâtres (l'argile pouvant provenir de niveaux rouges basaltiques) avec de nombreux éléments de petite taille surtout entre 1 et 5 cm. L'allure de ces dépôts pourrait indiquer une formation de coulées boueuses, mais il y a plusieurs objections contre des coulées boueuses classiques :

— *La pente presque insensible de cette formation* malgré le calibre énorme de ses blocs. En effet l'oued actuel où le calibre des blocs est moindre entaille ce niveau de 6 à 7 mètres à l'amont et de plus de 25 mètres à 1,5 km à l'aval.

— *La pente du « glacis » est encore plus faible* puisque cette couverture détritique n'est qu'une simple pellicule à l'aval et s'épaissit jusqu'à 5-6 mètres à l'amont où elle est, il est vrai, mieux conservée. Est-ce dû à la durée plus longue d'un ennoyage régressif ? ou faut-il l'interpréter comme un cône d'épandage torrentiel plus classique ?

— *Enfin, à l'amont, cette couverture détritique se raccroche aux versants phonolitiques de Tin Serine,* mais très près de l'endroit où l'oued actuel débouche d'une gorge dans l'appareil volcanique.

La meilleure explication serait ici encore celle d'un écoulement boueux assez fluide ayant emprunté le cours d'une ancienne vallée et ennoyé progressivement le thalweg et les bas versants. L'orientation de cette vallée du flanc Sud est exactement la même que celle des vallées au Sud du Tesserlite, mais avec des dénivellations plus faibles et des possibilités de suralimentation neigeuse limitées au plateau de l'Assekrem.

2) **Ce niveau est entaillé ensuite par un glacis plus classique** qui modèle encore la plus grande partie de la vallée, en faisant descendre d'un « degré » les blocs du niveau supérieur selon le processus indiqué ci-dessus. L'emboîtement varie de quelques mètres à l'amont à 10-15 à l'aval. La pente de ce glacis est nettement plus forte que celle du niveau précédent alors que les blocs à sa surface ont un diamètre inférieur. Ainsi, à l'écart des apports du niveau supérieur, comme par exemple au pied de la paroi phonolitique à l'Est de Tin Serine, le diamètre des blocs ne dépasse pas 0,5 mètre. A l'Est, ce glacis s'étale largement et disparaît sous un colluvionnement nettement stratifié (fig. 58) :

— *Les éléments détritiques* qui reposent sur le glacis sont uniquement des galets de phonolite et basalte et des éléments fins, bruns ou rouge brun, provenant de la dégradation du niveau antérieur.

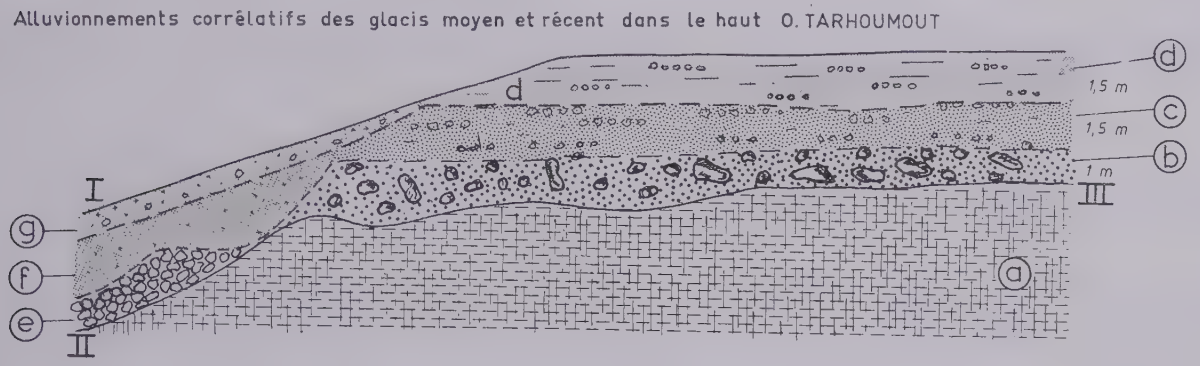
1. Cette altération du Néolithique a d'ailleurs laissé des témoignages, par exemple, à quelques centaines de mètres de là, sous la forme de limons beiges assez épais dans l'abri sous roche de l'In Boriane (trachyte). Les minéraux argileux, étudiés au diffractomètre (Lab. Géol. Strasbourg) révèlent une altération faible : 40 % d'édifices gonflants, 40 % d'illite et 20 % de kaolinite. Une fouille réalisée au printemps 1964 par J.P. Maitre a permis d'y découvrir par tamisage, des microburins dans ce limon.

— *Cet alluvionnement devient de plus en plus fin* comme si l'écoulement devenait peu turbulent et la coloration brune à noire fait penser à une évolution pédologique.

— *Au sommet, des limons beiges* contiennent de très petits blocs anguleux (10 cm) provenant de versants proches en apports soliflués à légères stratifications horizontales.

3) **Cette succession des trois dépôts est plus nette encore à l'aval du glacis récent :** sur le basalte altéré vient directement un épandage de petits blocs sans particules fines, puis un sol humifère et enfin la pellicule de limons soliflués à petits blocs, inférieurs à 10 cm.

4) **Une petite retouche actuelle,** certainement liée au creusement post-néolithique est l'amorce d'un nouveau remaniement, localisé pour l'instant dans les lobes de méandres divagants.



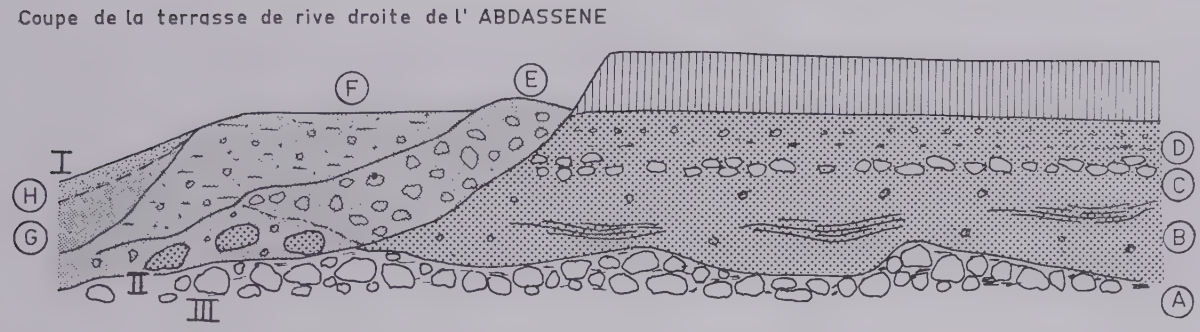


Fig. 58. — Terrasses du haut O. Tarhoumout et de la rive droite de l'O. Abdassène. Sur le croquis du haut : le glacis III est taillé dans un basalte gris très altéré (a) et surmonté par des alluvions torrentielles (b) puis des limons bruns à noirs à lits de blocs (c) et enfin des limons beiges à stratifications subhorizontales (d) ; sur le glacis II on note des petits blocs gélivés sans limon (e), puis des limons noirs (f) et enfin des limons bruns à petites pierres (g). Ce remblaiement est entaillé par l'ébauche d'un nouveau glacis (I). Sur la coupe du bas : A - épandage d'énormes blocs ; B - terrasse de petits blocs et graviers ; C - niveau de galets ; D - apports de ruissellement (graviers et sables roux) ; E - alluvionnement de petits blocs et limons bruns, remaniant, à la base, des blocs de D ; G et H - formation pédologique à limons noirs, puis bruns, se terminant par un léger niveau blanc cendreux.

c) Ces phases successives d'évolution des versants se retrouvent parfaitement dans les successions purement alluviales des terrasses. Il faut avouer que les terrasses anciennes sont rares dans la Koudia où l'érosion verticale les a continuellement démolies. Mais dans la Koudia occidentale la présence d'un volcanisme récent a permis la conservation de quelques témoins sous les coulées de vallée :

1) **Sous la coulée de l'O. Abdassène** (NE du Tahat) une très belle coupe (fig. 58) peut être interprétée de la manière suivante :

— *L'épandage généralisé de gros blocs (A) correspond à la destruction du niveau supérieur* par le deuxième glacis exactement comme sur la coupe précédente. Cet alluvionnement de crue violente est dépourvu de particules

fines, mais progressivement la puissance de transport diminue ; le calibre des galets décroît et aux stratifications torrentielles se substituent des petits lits horizontaux d'apports de ruissellement intermittent. Toute cette série est fortement colorée en rouge et la fixation des oxydes de fer, sans doute par assèchement saisonnier de la nappe, paraît bien caractéristique de ces périodes.

— *La coulée interrompt la succession, mais l'on retrouve ensuite l'alluvionnement limoneux enrobant de petits blocs* d'origine très locale, caractéristiques de la phase de solifluction.

— *Après une nouvelle période de creusement sans doute contemporaine des glacis récents, on trouve une belle formation pédologique noire,* se terminant par une légère concentration des carbonates. Ces formations noires, plus ou moins marécageuses se retrouvent dans toutes les vallées. Elles accompagnent certainement les phases de stabilité des versants et de couvert végétal où l'écoulement dans les vallées devait être extrêmement lent.

Ces trois sortes de dépôts caractérisent bien trois phases différentes dans l'histoire de l'évolution des vallées et elles peuvent être mises en relation avec la succession observée dans le façonnement des versants :

a) *Lorsque les apports des versants sont presque nuls* par suite de la formation d'un sol forestier, la sédimentation dans les fonds de vallée est très lente, essentiellement limoneuse avec intervention d'éléments organiques ou chimiques.

b) *Quand la dégradation des sols amène le remblaiement des vallées* par des coulées boueuses, l'écoulement linéaire se trouve perturbé, mais progressivement se produit un creusement dans ces nappes solifluées d'où ces petits emboitements successifs sur la coupe (fig. 58). La disparition de la matrice limoneuse et de cet excès de charge permet ensuite aux crues plus violentes d'entamer une phase de creusement.

c) *Ce creusement déclenche l'apparition d'un nouvel emboîtement de glacis sur les versants.* Les crues de plus en plus violentes mais courtes et le ruissellement sur les pentes dégarnies provoquent un apport considérable d'éléments détritiques qui dépassent la capacité d'un écoulement de plus en plus espacé. Le calibre des débris et la puissance des crues vont en diminuant. On aboutit ainsi à une autre phase « d'ennoyage », aride cette fois. Les pentes faibles ainsi créées expliquent la longue phase marécageuse d'écoulement indécis qui caractérise le début d'une nouvelle période humide, c'est-à-dire le commencement d'un nouveau « cycle ».

2) **La coupe des alluvions rougeâtres de Segaika.**

L'alluvionnement torrentiel rougeâtre n'a laissé que peu de traces, ou plutôt des vestiges difficiles à distinguer car ses caractéristiques ressemblent beaucoup à l'alluvionnement actuel qui certainement le remanie en bien des points. Quand cet alluvionnement a été « scellé » par une coulée volcanique, son existence est indiscutable. C'est le cas par exemple à Segaïka (à environ 1 km au S-SO de l'Assekrem) où une épaisse coulée (8 à 10 mètres) s'est épanchée au sommet de ce remblaiement en le conservant entièrement. Les coupes sont nombreuses le long de la « reculée » que l'O. Segaïka a creusée en contrebas de la coulée. La hauteur visible des alluvions passe de 6 mètres à l'amont à environ 15 mètres à l'aval où la roche en place affleure au-dessous. *C'est un remblaiement bien plus considérable que dans l'O. Abdassène,* dû sans doute au profil antérieur en V nettement plus aigu de cette vallée. Cependant on constate exactement la même diminution de la puissance du cours d'eau qu'à l'O. Abdassène :

— A la base, les blocs assez anguleux ont fréquemment des diamètres de plus de 50 cm, parfois de 70 à 80 cm (coupes amont). Ils sont surtout d'origine volcanique et pratiquement pas altérés : 68 % de basalte (dont 3 % seulement sont altérés, les autres sont seulement décolorés en surface, mais très frais à l'intérieur) 13 % de phonolite, 11 % de roche volcanique brune (trachyte) et 8 % de roches du socle [1]. Les interstices entre les gros blocs sont remplis par des gravillons de basalte et parfois par un ciment ferrugineux (coupe tout à l'amont) ou calcaire (encroûtement sur 2,5 mètres dans une coupe de rive droite). A l'aval où la coupe est complète, cet épisode torrentiel atteint 5 à 6 mètres d'épaisseur.

— A l'aval, les 6 derniers mètres présentent une granulométrie de plus en plus fine : gravillons et petits galets, puis lits d'argile très fine, lie de vin, épais de 20 à 30 cm alternant avec des lits de petits graviers surtout basaltiques [2]. Sur la rive droite, on constate la même modification vers des alluvions plus fines, plus rouge violacé et plus litées.

Tout à l'amont de la gorge, la coupe est encore plus variée :

— Au-dessus des gros galets, on observe un lit de limons jaune clair enrobant des gravillons de basalte et de phonolite. Ce lit épais de 20 à 30 cm est très continu et subhorizontal. La fraction argileuse de ces limons comprend 40 % de montmorillonite, 40 % d'illite et 20 % de kaolinite (Lab. Géol. Strasbourg).

1. Roches qui ne sont pas visibles à l'heure actuelle dans le bassin versant tapissé de basalte récent.

2. Dans une coupe, on observe encore de gros galets en lentille, vers le haut de la coupe. On y dénombre 71 % de phonolite, 22 % de basalte et environ 7 % de socle (microgranite rose qui affleure dans la vallée voisine d'In Tafeute).

— Puis un dépôt très régulier de 20 cm est constitué de gravillons uniquement basaltiques et les alluvions torrentielles à gros blocs reprennent sur 1 mètre avec des stratifications entrecroisées soulignées par des passées de sables jaunâtres.

— L'amenuisement des débris s'impose ensuite avec 3 mètres de sables volcaniques enrobant quelques blocs et graviers épars. Très décolorés vers le bas, ils deviennent rouge brun vers le haut, comme ailleurs. Les minéraux lourds de ces sables (M. Ters) sont très variés : le cortège volcanique est représenté surtout par l'apatite (dominante, volcanisme basique) la hornblende brune (très altérées) et même quelques olivines très altérées. La présence de ces minéraux fragiles indique un âge récent pour ces alluvions, postérieurement à toute grande phase d'altération. On rencontre très peu d'apports du socle ; mica blanc, épidote, grenat, biotite très décolorée, sphène et pratiquement pas de zircon (1 à 2 %), ce qui confirme le spectre pétrographique trouvé pour les galets.

— Enfin, sur 1 mètre, l'alluvionnement devient limono-argileux et brun rouge franc avec parfois quelques lits de granulés noirâtres (oxyde de fer et manganèse).

L'argile de la partie supérieure contient 70 % d'interstratifiés illites/montmorillonites et 30 % de kaolinite (Lab. Géol., Strasbourg) tandis qu'au sommet du remblaiement aval de rive gauche, l'analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) indique plus franchement 60 % de montmorillonite, 30 % d'illite et 10 % de kaolinite dans l'argile du dernier mètre. Or l'analyse des sédiments de ce même dernier mètre supérieur [1] avait fourni à P. Quezel :

— *A la base, des pollens d'une flore steppique* de Graminées, Crucifères et Salsolacées, bien en accord d'ailleurs avec cet alluvionnement lité dû au ruissellement.

— *Puis à 50 cm et à la partie tout à fait supérieure, passage au Cedrus atlantica*, indiquant une amélioration de la pluviosité sous un climat méditerranéen de montagne, qui marquerait la fin de cette période subaride.

En effet, étant donné le caractère très général de ce remblaiement, il ne peut s'agir que de terrasses climatiques (P. Rognon 1960 a, p. 29). Au cours de cette période la capacité des oueds est allée en diminuant et un ruissellement diffus a finalement remplacé l'écoulement organisé, apportant des graviers et des sables des reliefs proches dans toutes les sections un peu larges des vallées sans que l'oued principal puisse entraîner ce matériel pourtant plus fin. D'ailleurs l'infiltration augmentant dans ce matériel perméable, contribuait aussi à diminuer la puissance des cours d'eau au fur et à mesure des progrès du remblaiement. *C'est cette terrasse qu'à la suite de* P. Dutil, *j'avais appelée T*[1], *mais sa liaison avec le glacis « moyen » étant pratiquement certaine, je propose de l'appeler plus simplement « terrasse moyenne ».*

3) **A la partie supérieure de cette terrasse rougeâtre, on passe directement à la phase de grande stabilité des versants.** J. Bourcart (1928 a, p. 132 et 138) l'a observée sous la coulée de l'O. Abdassène, où il a décrit les « alluvions ocreuses rouges » citées ci-dessus, en un autre point que je n'ai pas retrouvé, où elles sont surmontées par un travertin calcaire contenant des traces de roseaux et des Mollusques : *Euporypha (Helix) Chudeaui* et *Zootecus insularis*, tandis que les limons rouges renferment *Helix Chudeaui* Germain. H. Butler (1924 a, p. 843) a aussi signalé ces alluvions de l'O. Abdassène, « formées de sables rougeâtres, de petits blocs de granite, de graviers et de morceaux de lave ancienne » en un point où elles étaient surmontées par des travertins siliceux à Carex. Le meilleur exemple que je connaisse personnellement de ce passage à une phase marécageuse à sédimentation chimique, se trouve dans la vallée voisine de l'O. Abdassène, à l'Est du Zermezoug, dans l'O. Tahessa, vers 1 960 à 2 000 mètres. Dans cette vallée, la terrasse rougeâtre « moyenne » est magnifiquement représentée, en relation avec de très beaux « pédiments » moyens puisqu'ici les basaltes ont été très érodés. Cette terrasse, qui atteint parfois 8 à 10 mètres d'épaisseur, est souvent surmontée de plaques de travertins noirâtres, épaisses de 1 à 2 mètres. A l'aval, au moment où l'oued aborde le granite intrusif « Abdassène » qui créé un niveau de base structural, cette accumulation se développe sur 5 à 6 mètres d'épaisseur :

— *A la base sur 1 à 1,5 mètre, des niveaux gréseux ou conglomératiques* (basalte, mais aussi migmatites) sont cimentés par un calcaire blanc extrêmement dur : cet encroûtement s'est formé au sein de la masse alluviale,au niveau supérieur de la nappe. Au-dessus, sur 50 cm, la granulométrie diminue : des sables fins contenant encore quelques galets de basalte sont alternativement gris et limonitiques avec un litage dû à des apports de ruissellement.

— *Puis la sédimentation elle-même se modifie :* des limons gris, lités, tantôt humifères, tantôt blanchâtres (carbonatés ?) se succèdent sur 50 cm, puis sur 1 mètre, font place à des niveaux purement calcaires, épais chacun de quelques centimètres et renfermant des espèces naines de Mollusques et des roseaux encroûtés avec des empreintes de feuilles bien visibles et des tiges souvent encore verticales. Ce dépôt chimique s'est donc effectué dans un milieu parfaitement calme.

1. L'article de P. Quezel et J.Y. Thébault (1959) indique par erreur que ces trois échantillons ont été prélevés « à 25,50 et 100 cm au-dessus du niveau de l'oued ». En fait, J. Dubief qui avait effectué ces prélèvements m'a confirmé que ces échantillons provenaient du dernier mètre tout à fait supérieur, ce que montre d'ailleurs également la photo incorporée dans l'article cité.

— *Puis les limons gris réapparaissent ensuite mais renferment des traces de roseaux pétrifiés* et des concrétions calcaires (50 cm) ; puis à nouveau des dalles calcaires brunâtres, contenant des roseaux, se superposent sur 1,5 mètre.

L'oued Tahessa ayant changé de cours en aval de cette coupe, la vallée de l'époque de cette sédimentation est conservée en aval sur 5 à 600 mètres avec un profil transversal très évasé et une pente longitudinale très peu sensible. Autant qu'on puisse en juger, l'épaisseur des dépôts carbonatés diminue à 3-4 mètres vers l'aval. Au-dessus sont encore conservés des limons bruns assez épais de cette période de sédimentation très calme qui succède à la terrasse moyenne.

On retrouve une sédimentation chimique du même type après la formation du glacis récent, en relation avec le sol brun ou noir « néolithique ». Dans l'O. Abdassène, le sol noir récent est surmonté d'un mince niveau carbonaté blanchâtre. De minces plaquettes de travertins postérieurs au glacis récent renferment aussi des empreintes de roseaux et quelques Mollusques par exemple dans l'O. Itedjarnine, dans l'O. Tin Tortorine, dans l'O. Assarou (à 3 km au N de l'Assekrem) ou au SE du Tahat. Elles indiquent, sans doute, des conditions de stabilité et de faible écoulement semblables à celles qui régnaient après la formation du glacis « moyen », mais avec une intensité et une durée bien plus limitées.

C. — LES COULÉES BOUEUSES ET LA SOLIFLUCTION

A la phase de stabilité succède une période d'active évolution des versants par coulées boueuses et solifluction très fluide. Le meilleur exemple à citer est LE HAUT O. INDEGANE où les trois niveaux sont magnifiquement représentés avec d'épaisses couvertures de blocs enrobés dans des limons :

— **Sur le niveau le plus ancien,** perché à 20 mètres au-dessus du thalweg, les blocs atteignent 60 à 80 cm et sont séparés par une matrice très abondante. A la surface très régulière du glacis, un bourrelet de blocs entoure une zone limoneuse occupée jadis par un petit névé et actuellement curieusement drainée en sens inverse de la pente du glacis (fig. 59).

— **Sur le niveau moyen,** les blocs ont un diamètre de 20 à 60 cm environ enrobés dans des limons encore abondants, sur une épaisseur d'au moins un mètre observée dans une tranchée. Sur une

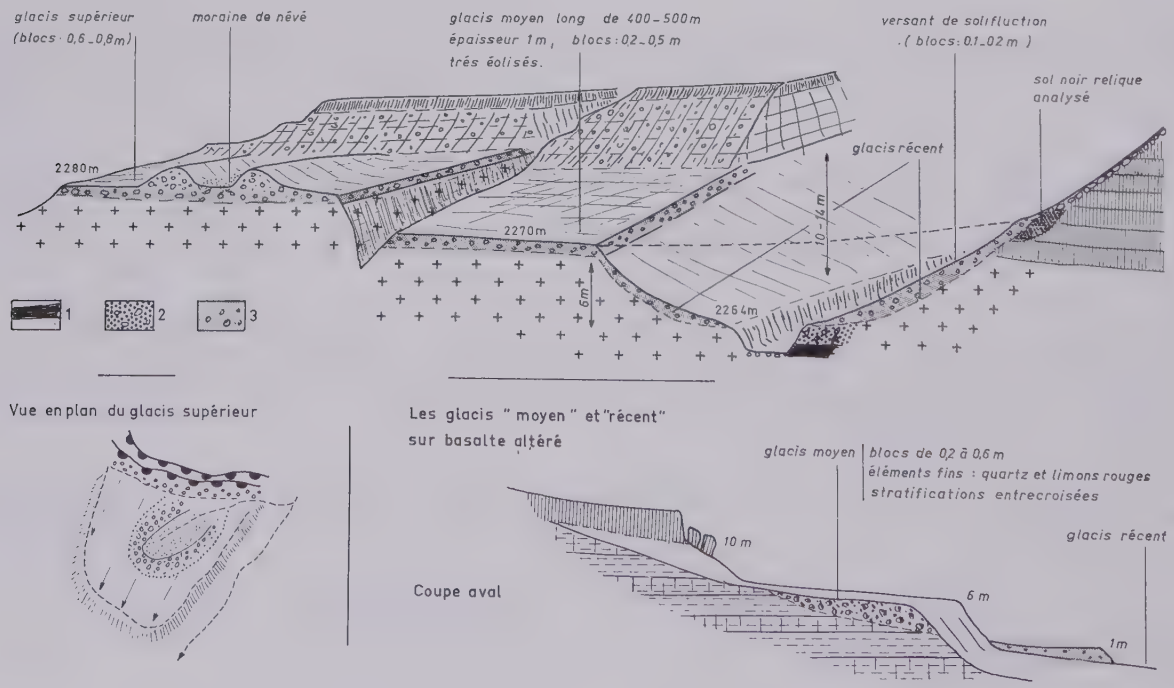


Fig. 59. — Les trois niveaux emboîtés du haut O. Indegane. Ces « niveaux » sont taillés dans le socle comme des pédiments, mais se situent à l'aval d'une corniche dure (basalte) et sont recouverts d'une couverture solifluée. Sur le glacis supérieur, la trace d'influence neigeuse est très nette (carton en bas à gauche), Vers l'aval (carton de droite) les glacis moyen et récent se raccordent aux terrasses classiques : terrasse moyenne graveleuse et rougeâtre, terrasse récente limoneuse brune.

longueur de 200 à 300 mètres, il a une pente plus forte que le niveau ancien, se rapprochant du thalweg (perché à 10-14 mètres à l'amont, à 6 mètres à l'aval). Sa surface est parfaitement plane, avec un reg de blocs éolisés si dense qu'on pourrait le prendre pour un reg d'écaillement d'une coulée basaltique.

— **Enfin le niveau récent** à pente très forte, s'abaisse à 2 mètres au-dessus du thalweg. Il est aussi empâté par une pellicule de blocs de basalte (10 à 70 cm) enrobés dans des limons peu abondants, qui recoupe le sol noir relique (qui était certainement en liaison avec le niveau moyen), puis vient reposer sur un limon humifère qui doit être « néolithique ». Or entre ce sol et la coulée solifluée s'intercale ici environ 1 mètre de graviers granitiques.

En toute rigueur, ces trois « niveaux » ne peuvent pas être appelés des « glacis » car ils sont taillés dans le granite « Taessa » qui n'est pas altéré et ne peut jouer le rôle de roche tendre. Par contre ce granite à très gros cristaux se désagrège facilement comme sur un « pédiment » et le niveau a certainement pris naissance par un mécanisme propre aux pédiments, sans couverture basaltique. La présence de graviers granitiques est le témoignage de cette phase d'érosion. Puis lors de la phase de solifluction, le versant basaltique, jusque là immunisé sous climat sec, puis lors de l'évolution pédologique, fournit à la fois des blocs gélivés et les limons de ses sols pour constituer ces coulées boueuses successives qui envahissent le pédiment. L'évolution de celui-ci se trouve alors définitivement arrêtée. *C'est bien la preuve formelle que ces coulées boueuses n'ont rien de commun avec le modelé qu'elles ont recouvert.* A l'aval où l'O. Indegane s'enfonce à nouveau dans les basaltes, on retrouve les glacis « moyen » et « récent » typiques. Le glacis moyen est même encore recouvert à l'aval par 1,5 à 2 mètres de gros blocs de basalte (0,75 m) (superficiellement décolorés quand ils sont encore en place) dans une matrice de limons argileux rougeâtres et de sables quartzeux. Les blocs et les limons rouges représentent la phase de destruction de la couverture du glacis supérieur tandis que les sables quartzeux proviennent de la phase d'élaboration des pédiments « moyens », là où le granite affleurait.

CETTE SOLIFLUCTION TRÈS FLUIDE SE RETROUVE EN BIEN D'AUTRES ENDROITS :

a) **Sur des pédiments « couverts » :**

1) *Juste en amont de la guelta In Tafeute* (2 300 m), dans la très large vallée, affleurent des roches cristallines recoupées par des « pédiments » aux mêmes altitudes que les glacis et recouverts, comme eux, par des matériaux soliflués. Seulement, il y a eu parfois une dégradation de cette couverture par le ruissellement : une pellicule de blocs basaltiques anguleux recouvre encore les pédiments tandis que les limons se sont accumulés à l'aval pour donner la terrasse limoneuse subactuelle.

2) *Dans l'O. In Tekadène*, la zone des beaux glacis étagés sur les basaltes altérés est séparée de la zone des pédiments étagés sur le socle par une gorge qui correspond aux basaltes inférieurs plus durs. Mais, malgré cette discontinuité, les deux séries de formes paraissent bien se correspondre : le pédiment supérieur à 12-15 mètres est recouvert de 1 ou 2 mètres de blocs (20 à 80 cm) enrobés de limons, le moyen à 5-6 mètres est couvert de petits blocs et beaucoup de limons noirâtres, le plus bas à 2-3 mètres est encore en liaison avec un lit majeur d'énormes blocs inutilisé par les crues actuelles.

3) *Enfin, dans l'O. Tesselsel*, le passage des plateaux basaltiques au socle, vers la cote I.G.N. 2052 se traduit par le remplacement des glacis par des pédiments « couverts » sans discontinuité (fig. 60) :

— Le pédiment supérieur perché à 10 mètres à une extension de plusieurs centaines de mètres. Il est pourtant entièrement revêtu par une couverture de blocs anguleux de 30 à 40 cm de diamètre, enrobés dans une matrice fine et ayant parfois parcouru près de 500 mètres depuis les coulées les plus proches ;

— En contrebas d'un talus rocheux net, où le granite apparaît presque frais, un autre pédiment, beaucoup moins étendu, est recouvert de blocs plus petits (10 à 20 cm) et moins patinés ;

— Enfin, en contrebas, s'emboite simplement une vaste terrasse limoneuse épaisse de 1 à 4 mètres, couverte de buissons denses. L'oued y chemine dans un chenal qu'il tend à élargir aux dépens de la terrasse.

b) **Si on remonte l'O. Torak, le grand affluent de l'O. Tesselsel,** les glacis étagés sur les basaltes altérés correspondent tout à fait à ces descriptions. Ici aussi le glacis « récent » n'existe pas ou bien a été ennoyé sous la terrasse brune limoneuse (fig. 60). Celle-ci s'étend sur plusieurs centaines de mètres de largeur en un énorme lit d'inondation inactuel dans lequel le chenal des crues se marque par une entaille de 2-3 mètres à fond caillouteux ou bien s'anastomose en très nombreuses rigoles. Les limons ont parfois ennoyé même le pied des versants magnifiquement régularisés avec des pentes d'environ 20°. Ce remblaiement paraît donc bien postérieur à la dernière phase de formation des sols (Néolithique) et même à la régularisation qui a suivi sous forme de légères coulées boueuses (par ex. dans l'O. Indegane). On a l'impression que depuis cette régularisation, les limons associés aux blocs sont progressivement entraînés et étalés dans le fond de la vallée. Comme cette terrasse commence à peine

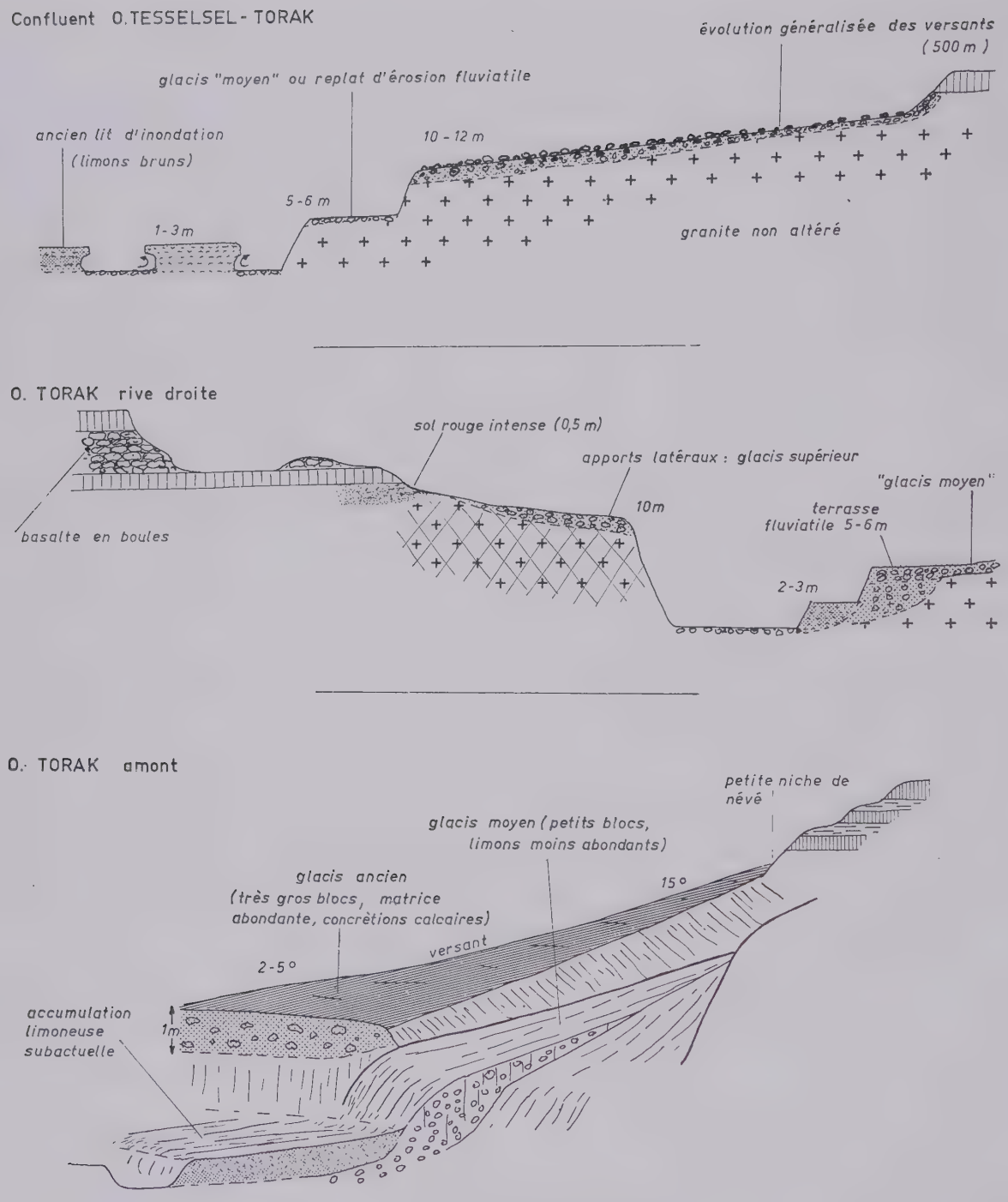


Fig. 60. — Les glacis et les terrasses de l'O. Torak dans la Koudia orientale.

à être entamée, il faut penser que l'écoulement devait jusqu'ici être très lent dans l'oued principal [1] et ces limons, protégés par une végétation dense. Cette terrasse limoneuse brune dépasse largement

1. Même à l'heure actuelle, j'ai pu observer en novembre 1961, après des pluies d'orage, que dans cet énorme épandage limoneux, seules les petites ravines latérales avaient apporté des limons et construit de minuscules deltas limoneux et que l'oued principal n'avait pas du tout coulé. Cette observation rejoint celles faites en 1907 par E.F. Gauthier dans les vallées des Iforas aussi très larges et limoneuses, où les minces pellicules d'eau du ruissellement sont aussitôt absorbées au point que « les eaux d'orage restent pratiquement là ou elles tombent ».

le cadre même de l'Atakor, on la retrouve dans les autres massifs volcaniques sahariens (Tibesti) et au Tassili où C. Leredde (1957, p. 153) la considère comme un « dépôt formé pendant la période humide lorsque les oueds étaient suffisamment réguliers pour que les apports d'éléments fins abandonnés soient relativement constants ». Dans l'O. Torak ces limons ne correspondent pas à la période humide, mais à sa dégradation et ils résultent surtout d'apports latéraux. Lorsque les pentes des vallées étaient suffisamment fortes, il y a eu invasion des fonds par des coulées boueuses à blocs, mais ici, l'extrême largeur de la vallée a entraîné une sélection et seuls les limons ont comblé le fond démesuré.

c) **En remontant l'O. Tesselsel** (fig. 61), *juste en amont du puits, la coupe de la figure n° 61 confirme l'évolution proposée* pour les versants « moyens » et « récent », tandis que le plan de la figure n° 62 montre la présence des trois éléments dans la plainette, juste en amont de ce puits : le glacis récent est à peine ébauché, tandis que le niveau ancien (perché à 25 mètres), formé de blocs énormes, rappelle les problèmes posés pour l'O. Tarhoumout. Le glacis « moyen », magnifiquement développé, a parfois conservé sa pellicule corrélative de blocs rubéfiés et, en un point, cette couverture est surmontée d'un très beau sol noir avant la phase de solifluction qui recoupe le tout. Cette petite plaine est due à l'exploitation de l'« étage » des basaltes altérés, mais en amont, l'O. Tesselsel est étroitement enserré dans les basaltes supérieurs du Taralèdje Damète (fig. 62). Cette gorge a permis la conservation, à l'amont, d'une plainette tout à fait supérieure, à la surface de ces coulées « dures » dont la pente est, ici, légèrement du Nord vers le Sud. *Cette petite plaine, l'Elek, présente les conditions optima d'ennoyage* car ici l'influence des glacis et du creusement vertical a été extrêmement faible. Des buttes environnantes, descendent de grandes nappes de blocs enrobés dans des limons extrêmement abondants, qui ont complètement rempli le fond de la dépression. Le réseau hydrographique est presqu'inorganisé ; de multiples ravines mal hiérarchisées amènent un rassemblement préférentiel des limons arrachés à ces nappes de solifluction, vers l'amont des gorges.

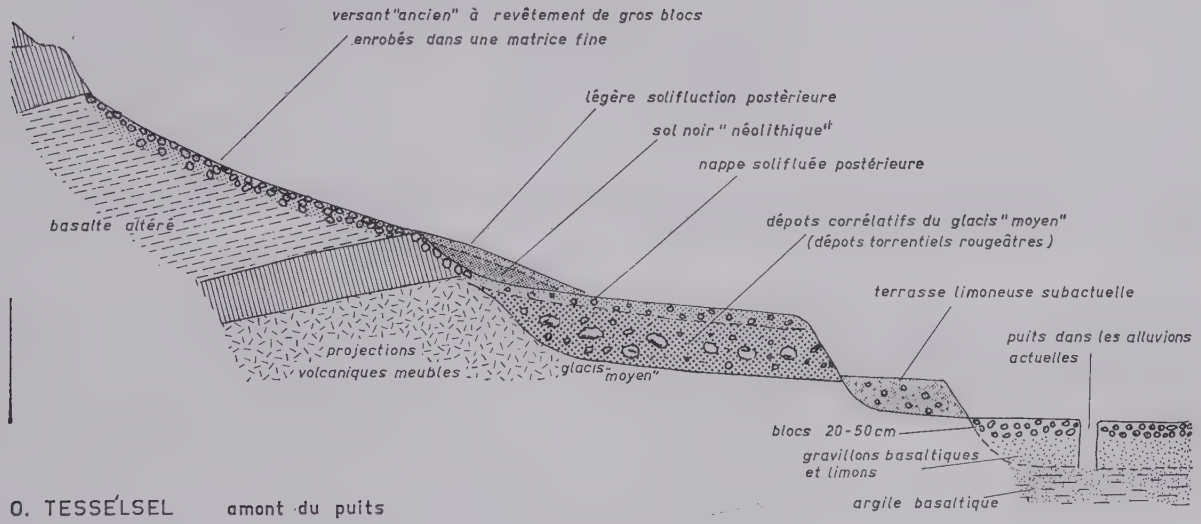


Fig. 61. — Coupe des glacis de l'O. Tesselsel supérieur. Cette coupe se situe très légèrement en amont du puits.

L'absence de destruction a permis ici une excellente conservation du matériel soliflué, mais les coupes manquent malheureusement pour l'étudier. Cependant, même dans le modelé, on peut remarquer sur la photo XVIII, XXIV, n° 141 un bourrelet qui suit le versant occidental à environ 300 mètres du plateau et avec un tracé très sinueux. Dans le creux en arrière de ce bourrelet où se rassemblent de nombreuses petites rigoles actuelles, a dû séjourner un névé dont ce bourrelet était la « moraine ». On peut remarquer, une fois de plus, l'exposition de cet ancien névé à l'Est, profitant donc de la suralimentation neigeuse. On ne le retrouve sur aucun autre versant de la plainette (fig. 62).

Les très hautes plaines perchées sur les plateaux sont les seules ou la solifluction est l'agent exclusif du modelé. En effet, partout à l'aval, l'évolution des versants a rencontré l'obstacle de l'écoulement linéaire avec son cortège de terrasses et l'amorce des glacis qui se développaient en

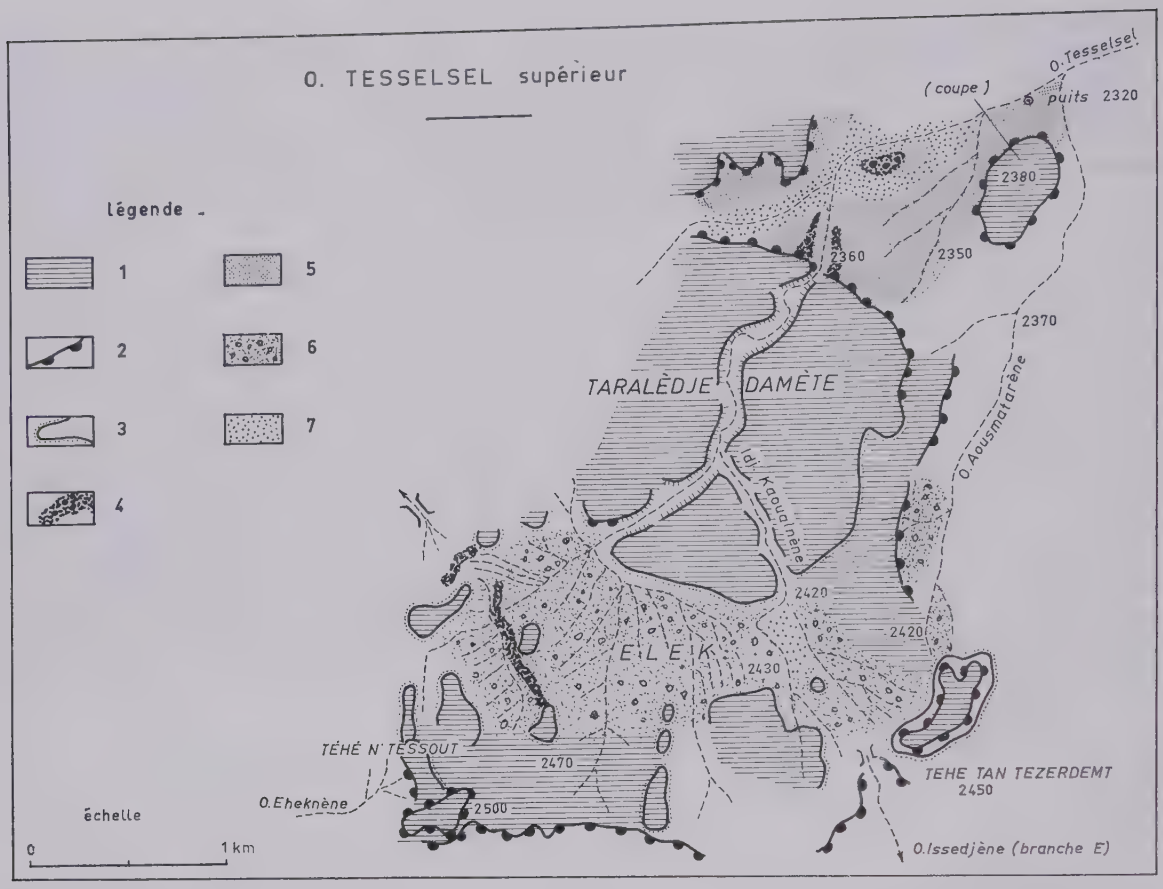


Fig. 62. — La haute vallée de l'O. Tesselsel et la petite plaine d'Elek : 1 - coulées supérieures des trapps basaltiques ; 2 - corniche basaltique ; 3 - corniche plus émoussée ; 4 - cordons de très gros blocs ; 5 - glacis de versant ; 6 - accumulation de blocs et de limons liée à une intense solifluction ; 7 - alluvions subactuelles.

période plus sèche. Or, d'autres dépressions, *à la surface du Tassa n'Djena Nord* sont totalement fermées (B et A de la fig. 63, avec pour A l'éventualité d'un drainage souterrain vers le Sud, sous les coulées basaltiques) ou drainées d'une façon extrêmement indécise (C et D). Elles se caractérisent par un ennoyage très important dû à d'énormes apports de blocs et de limons par les falaises en recul. Ces curieux paysages rappellent ceux des déserts continentaux à hivers rudes, alors que l'altitude ici oscille seulement autour de 2 000 mètres. L'accumulation continuelle a pu juxtaposer là des éléments très éloignés chronologiquement. Ce modelé inspire trois remarques :

— **A la bordure SE de la dépression C,** nous retrouvons deux bourrelets de blocs identiques à ceux de l'Elek et orientés vers l'Est également (NF 31 XVIII - XXIV, nº 195-197). Ils se situent ici sur une pente très faible. Leur existence est pourtant indéniable : ces bourrelets sont constitués de blocs atteignant 1 mètre de côté, souvent en grandes plaques dressées ou inclinées. L'hypothèse de dykes volcaniques doit être écartée étant donné leur allure sinueuse visible au sol et aussi en observant plus précisément les petits ravineaux actuels qui les recoupent : ces blocs ne sont pas « enracinés », mais entassés pêle-mêle. Ces bourrelets remontent certainement à une période d'intense solifluction ou de nivation, sans doute ancienne.

— **Dans les dépressions B, D et surtout A,** on observe des alignements de blocs au milieu des épais limons bruns. Mais il s'agit de simples cordons de blocs nettement plus petits (10-20 cm) et toujours au niveau ou en contrebas de la plaine limoneuse. L'examen au sol et la photo nº 3, Pl. XXV, fig. 3, font penser à des polygones de toundra, mais ces cordons ici ne décrivent pas de figures fermées. Sur photo aérienne (NF 31 XVIII-XXIV, 195-197), ces cordons s'ordonnent à la manière d'un réseau hydrographique, mais avec des angles si brusques qu'on pense à priori à de gigantesques craquelures, mais ces cordons ne se continuent pas en profondeur et toute comparaison avec un

remplissage de fentes de glace doit être rejetée, de même que tout rapport avec la solifluction puisqu'à la différence des bourrelets ci-dessus, ces cordons ne sont jamais parallèles aux courbes de niveau.

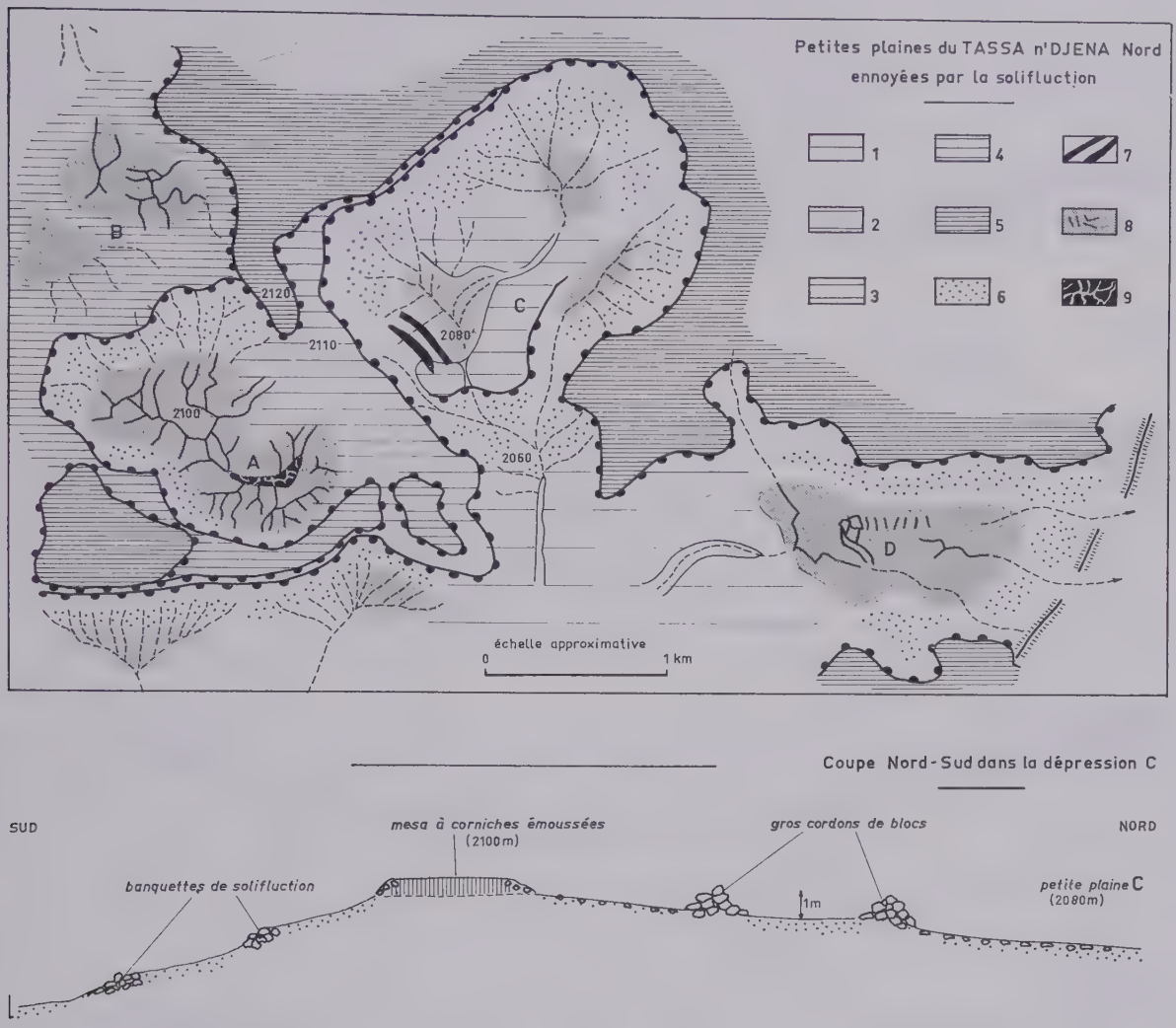


Fig. 63. — Les petites dépressions du Tassa n'Djena Nord ; 1, 2, 3, 4 et 5 - coulées superposées de trapps basaltiques depuis la plus basse coulée affleurante (1) jusqu'à la plus élevée (5) ; 6 - glacis couverts de blocs sur les bordures des dépressions ; 7 - cordons de gros blocs ; 8 - petits cordons de pierre dans les fonds limoneux ; 9 - argile craquelée du fond de la dépression A.

En fait, on est en présence d'un curieux phénomène de tri assez mal expliqué. En effet, la dépression A présente plusieurs aspects :

— *Au centre, les limons résultant d'une longue phase d'altération et d'accumulation* ont une épaisseur de plusieurs mètres avec de grandes fentes de dessiccation, où s'engouffrent tous les blocs : la marche est rendue très difficile entre ces profondes crevasses vers lesquelles convergent tous les cordons.

— *Au contraire, au pied des corniches très émoussées qui enserrent la dépression de tous les côtés, subsiste un très vieux revêtement de très gros blocs anguleux,* patinés, hétérogènes (de 10 cm à 1 m) enrobés dans des limons très abondants, tout à fait comme sur les glacis « anciens ». Puis au bout de 100 à 300 mètres en moyenne, ce reg s'amenuise et on passe à de vastes étendues limoneuses qui s'abaissent avec une pente insensible vers la zone centrale. L'altimètre indique pratiquement 2 100 mètres dans toute la partie limoneuse et il faut estimer la pente à 1 mètre pour 100 mètres (à l'Est) et peut-être 2 mètres pour 500 mètres à l'Ouest soit entre 4 et 10 ‰.

— Lorsqu'apparaît la zone limoneuse les cordons s'individualisent. Il semble qu'après le creusement d'un

embryon de réseau hydrographique [1], des blocs d'un calibre très homogène (10 à 20 cm) qui devaient couvrir un glacis « moyen » emboité dans le niveau ancien, aient été concentrés dans ces minuscules thalwegs. Etant donné la faiblesse de la pente, le tracé contourné dans le détail de ces petits « thalwegs » et le débit dérisoire de ces ruisseaux, on ne peut admettre que ces blocs aient été transportés par l'eau sur des centaines de mètres. Seul un transport à l'état de boue très fluide peut expliquer cette concentration de blocs en « cordons » qui ont bloqué toute action de creusement de ce réseau embryonnaire. Aussi le ruissellement actuel qui ne transporte que des limons tend à abandonner, même à mettre en relief ces anciens « thalwegs ».

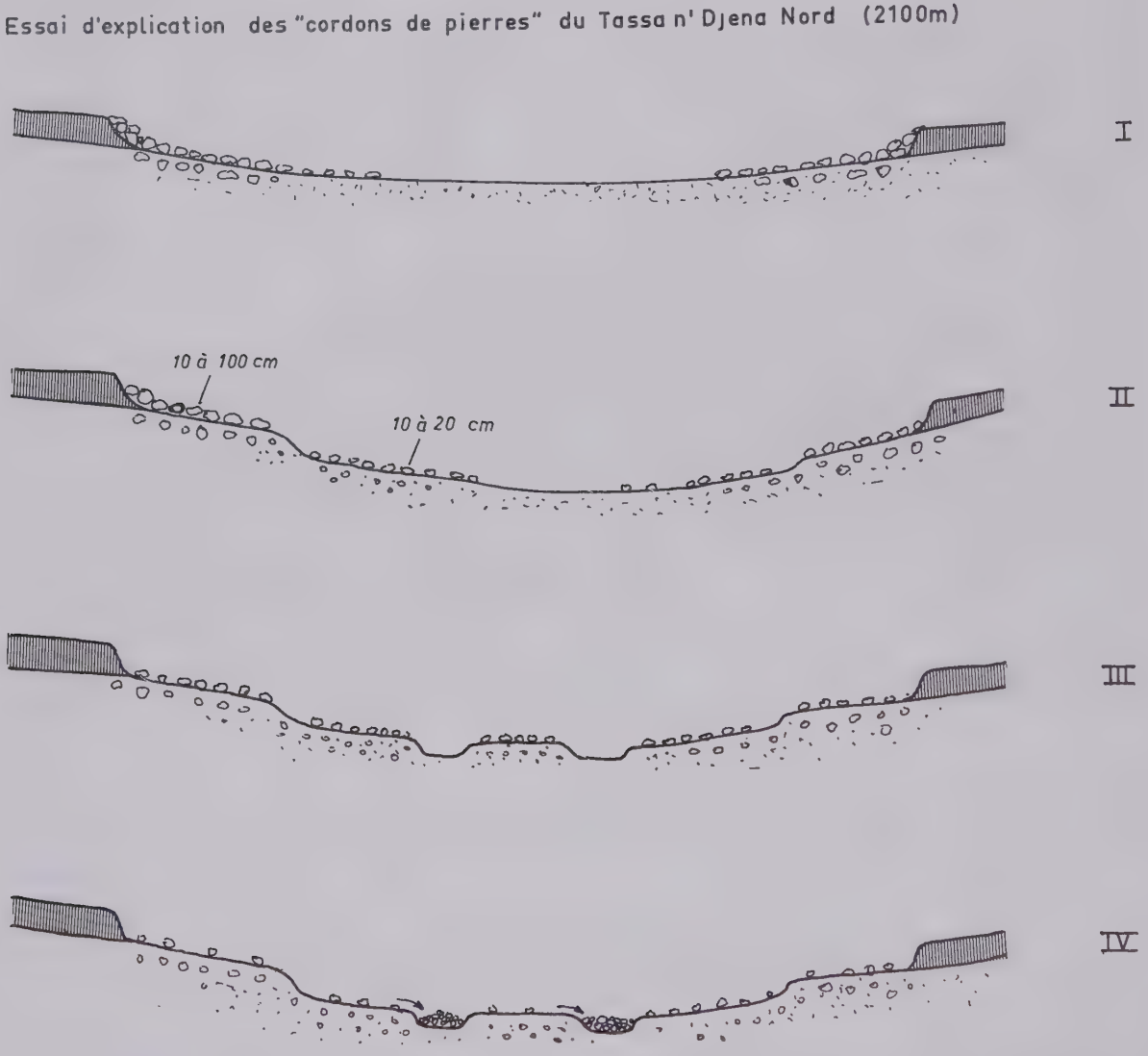


Fig. 64. — Essai d'explication des « cordons de pierres » du Tassa n'Djena Nord : I - remblaiement de la dépression A par la solifluction ; II - emboîtement d'un glacis ; III - ravinement de ce glacis ; IV - concentration des blocs de la couverture des glacis dans les rainures d'érosion, par un glissement de type solifluction (?). Les ravines embryonnaires sont ainsi bloquées dans leur évolution.

Cet essai d'explication a été résumé sur la figure 64. Il fait intervenir plusieurs phases climatiques qui sont celles que nous avons définies pour les glacis, puis pour les terrasses : érosion et évolution des glacis en phase sèche, puis stabilité durant le Pluvial (la cuvette a dû être remplie d'eau), puis creusement vite annihilé par la solifluction.

1. Cet abaissement du niveau endoréique peut s'expliquer par un soutirage d'éléments dissous en profondeur, ou par un assèchement progressif d'un petit lac ou encore par un mécanisme hydroéolien, au cours d'une période sèche entre la formation des glacis ancien et moyen. A l'heure actuelle, dans de petites zones limoneuses du plateau on assiste à un creusement de 10 à 20 cm sur les toutes petites rigoles qui y aboutissent sans doute à cause de la déflation éolienne.

— **Dans la dépression D, une série de cordons parallèles à la pente,** que je n'ai vus que sur photo aérienne malheureusement, font penser aux sols « striés » décrits par exemple dans l'Islande humide. Ils se trouvent, encore une fois, en position de suralimentation, comme toutes les formes réellement humides rencontrées jusqu'ici. Cette humidité faible (suffisante seulement en exposition exceptionnelle) expliquerait peut-être l'absence étonnante de sols polygonaux vrais associés généralement à ces formes de montagne froide et pluvieuse ou de « périglaciaire » humide. On peut aussi invoquer la nature montmorillonitique de l'argile dont le seuil de plasticité est beaucoup plus élevé (de l'ordre de 80 à 250 %) que pour la kaolinite et l'illite (10 à 60 %) et exige donc beaucoup plus d'humidité pour provoquer des soulèvements différentiels ou des polygones. Le « mollisol » n'était peut être pas assez profond et surtout assez durable à cause de l'aridité du climat et la solifluction se limitait aux pentes où intervenait plus ou moins la pesanteur pour activer le mouvement pendant la courte période favorable. Il faut remarquer que ces formes fragiles ont pu exister pour les Pluviaux antérieurs et être détruites depuis. Même pour le Pluvial récent, ne pourrait-on pas penser, que ces polygones ont simplement été effacés parce que les actions actuelles sont capables de les détruire rapidement.

D. — CONCLUSION : VARIÉTÉ DES PAYSAGES DE VALLÉES

Dans tous les vallons à pente très faible ou les dépressions fermées, l'évacuation des débris a été presque nulle et la phase essentielle du modelé, même dans cette région montagneuse, a été la période de fragmentation intense par le gel et peut-être la thermoclastie associée à une solifluction intense sur les versants, c'est-à-dire une phase climatique à hivers froids et accumulation neigeuse. Au contraire, dans les vallées à pente « moyenne » du flanc Nord, l'évacuation plus facile des débris de cette période a un peu limité son importance et la prédominance revient aux étagements de glacis, c'est-à-dire à la période la plus sèche. Enfin, quand les pentes atteignent des valeurs plus élevées, la période de gel et de solifluction a construit des formes d'une telle ampleur que les phases sèches n'ont pas pu les effacer, d'où ces magnifiques formes d'accumulation, étagées comme des glacis des O. Issedjène ou Aharouha.

D'autres variétés sont introduites par l'existence de coulées volcaniques ou de volcans récents barrant brutalement une vallée et arrêtant l'évolution de ses glacis (O. Akayayé, O. Azig), par des dispositions structurales, créant des vallées dissymétriques quand les « trapps » affleurent surtout sur un versant (O. Tin Tortorine) ou enfin par des différences d'exposition. Celles-ci ne sont visibles qu'en l'absence d'autres facteurs et essentiellement sur les vallées Nord-Sud. L'O. Eheknène, haut affluent de l'O. Ouan Télène est très caractéristique de ce point de vue :

— *Son versant exposé à l'ENE est très raide et couvert d'éboulis énormes* amoncellés sans aucune matrice fine, soit en véritables « coulées » de pierre, soit (en deux endroits) en moraine de névés entourant de très belles niches. Sur ce versant la neige durait très longtemps avec une gélifraction intense et prolongée, une eau de fonte abondante nettoyant les débris limoneux et enfin présence de petits névés.

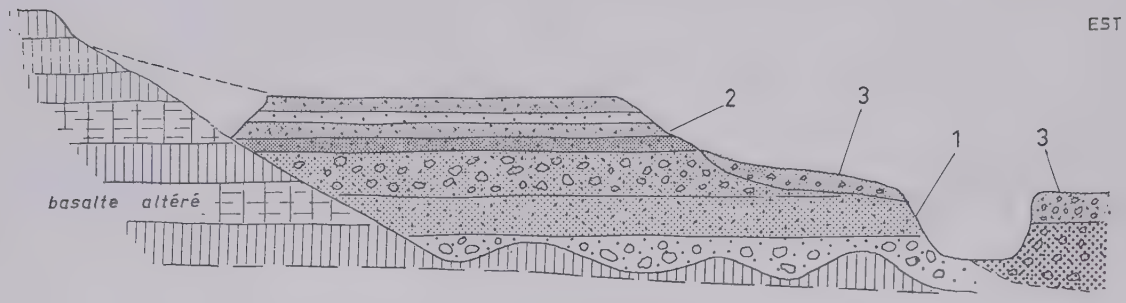
— *Son versant exposé à l'O-SO est totalement différent :* il est taillé en pente douce par de grands glacis emboîtés (à l'aval d'un talus de fragmentation incliné à 30° environ) et recouverts par une pellicule solifluée. Ici, l'exposition directe aux pluies de l'Ouest a permis l'extension de formes de ruissellement (glacis) et en période plus neigeuse, la fonte a dû être plus rapide puisqu'il est bien connu, que le versant ensoleillé l'après-midi est celui du « soleil chaud ».

On peut citer aussi le grand O. Ouan Télène, entaillé entièrement dans les trapps. Son versant exposé à l'Est est bien plus fourni en éboulis descendant en plusieurs niveaux successifs (à 15-20, puis 5-6 mètres), avec une série de petits bourrelets de solifluction. Ici en effet, on n'aperçoit aucune trace de névés, mais un rôle notable de la solifluction. Elle se traduit au bas des pentes par un colluvionnement qui indique bien ces apports successifs (fig. 65, coupe n° 1) [1]. Au contraire, sur le versant exposé à l'Ouest, s'étagent trois glacis magnifiques, le plus ancien (20 mètres) étant parfois conservé en « buttes témoins ». Les pentes sont de plus en plus fortes : 3-5°, 10-15° et environ 20° alors que les blocs de la pellicule solifluée semblent diminuer de grosseur. En aval, au confluent de l'O. Tamdamet, ces glacis sont extrêmement caractéristiques (fig. 65, coupe n° 2).

1. Ces limons bruns ont pour fraction argileuse de la montmorillonite et de l'illite (A.T.D., Inst. Cathol. Paris). C'est un argument supplémentaire en faveur de la liaison de cette matrice limoneuse avec des sols en cours de destruction.

OUAN - TELENE

1) Coupe rive gauche : apports successifs de coulées de solifluction



2) Confluent d'O. TIN TAMDAMET

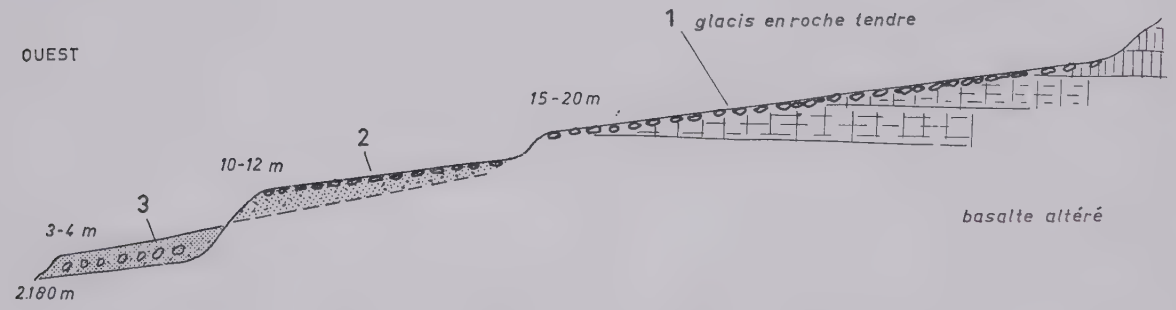


Fig. 65. — Terrasses et glacis du haut O. Ouan Télène : En haut, succession de dépôts dans la haute vallée : 1 - nappe de solifluction de gros blocs ennoyant une surface ravinée, et surmontée par un sol brun continu (50 cm) ; 2 - nouvelle nappe de solifluction à limons gris recouverte d'un colluvionnement à horizons gris, brun ou rougeâtre ; 3 - nappe de solifluction récente recouvrant une terrasse fluviatile de blocs à limons rougeâtres (terrasse « moyenne »). En bas, coupe des glacis étagés : 1 - glacis supérieur à pellicule de gros blocs jaunâtres presque sans matrice ; 2 - glacis encore couvert d'un sol noir (1 mètre), recouvert d'une pellicule de petits blocs ; 3 - lit majeur démesuré et inactuel avec de petits blocs torrentiels enrobés de limons.

V. — CONCLUSION SUR L'ÉVOLUTION DES RELIEFS DE TRAPPS :

Cette étude nous a conduit à distinguer deux grandes phases d'altération des « vieux basaltes » qui jouent un rôle capital dans la morphologie :

1) La plus ancienne phase d'altération au début de l'édification des trapps a eu pour conséquence de créer une série de niveaux rouges argileux qui sont les seuls vrais terrains tendres dans la gamme des roches de l'Atakor. Ces roches peu résistantes ont permis le développement de glacis « en roche tendre » d'une particulière ampleur grâce à la structure « tabulaire » de ces trapps. Or, on est étonné de constater que plusieurs vallées présentent des profils tout à fait semblables avec la même pellicule de blocs... et un substratum granitique. Il serait donc hâtif de conclure que les niveaux « tendres » sont la cause unique de ce modelé si particulier. En effet, ces hautes vallées s'engouffrent toutes à l 'aval dans des gorges souvent impraticables qui font soupçonner aussi une influence tectonique. Pourtant, les trapps sont presqu'horizontaux et tout concourt pour placer vers les bordures de l'Atakor la localisation de ces déformations. L'étude du massif basaltique nous a d'ailleurs conduit à situer une grande phase d'érosion lors des grandes éruptions « acides » et de l'épanchement des coulées de pente discordantes : les reliefs que nous observons résultent d'une assez longue histoire où l'érosion a une large part à côté des influences structurales. Étant donné le rôle de la suralimentation neigeuse lors des trois

périodes récentes d'évolution des versants, on peut en conclure que la dissymétrie actuelle de la Koudia orientale était acquise vers le début du Quaternaire au moins.

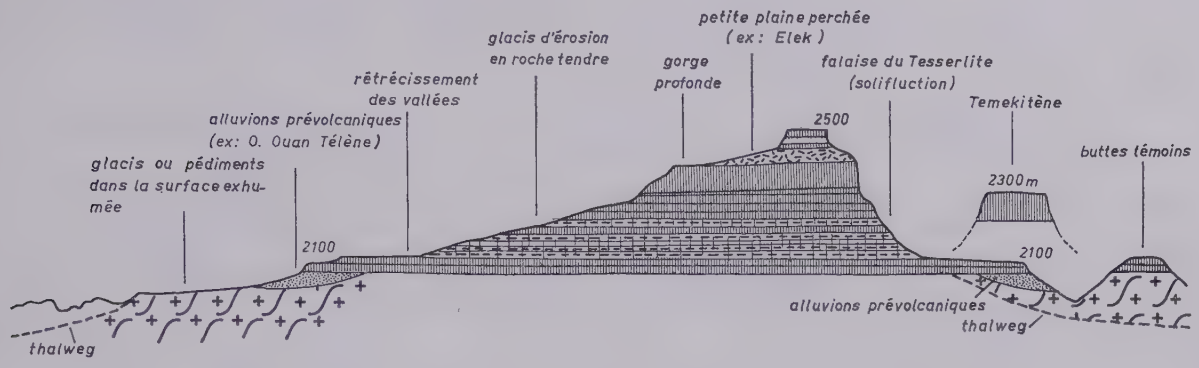


Fig. 66. — Schéma récapitulatif des formes d'érosion de la Koudia orientale.

2) Une phase récente d'altération en sols bruns qu'une analyse pédologique détaillée permet de comparer aux sols bruns forestiers méditerranéens ou du type Europe centrale. Or, cette altération a été très discontinue dans le temps et seuls quelques épisodes du Quaternaire (au moins trois) ont été favorables au développement de ces sols. Il faut les replacer dans une évolution complexe du climat que l'on retrouve dans l'étude :

— *Du modelé de l'escarpement du Tesserlite :*
— *Des formes de glacis :*
— *Des terrasses alluviales* (fig. 67).

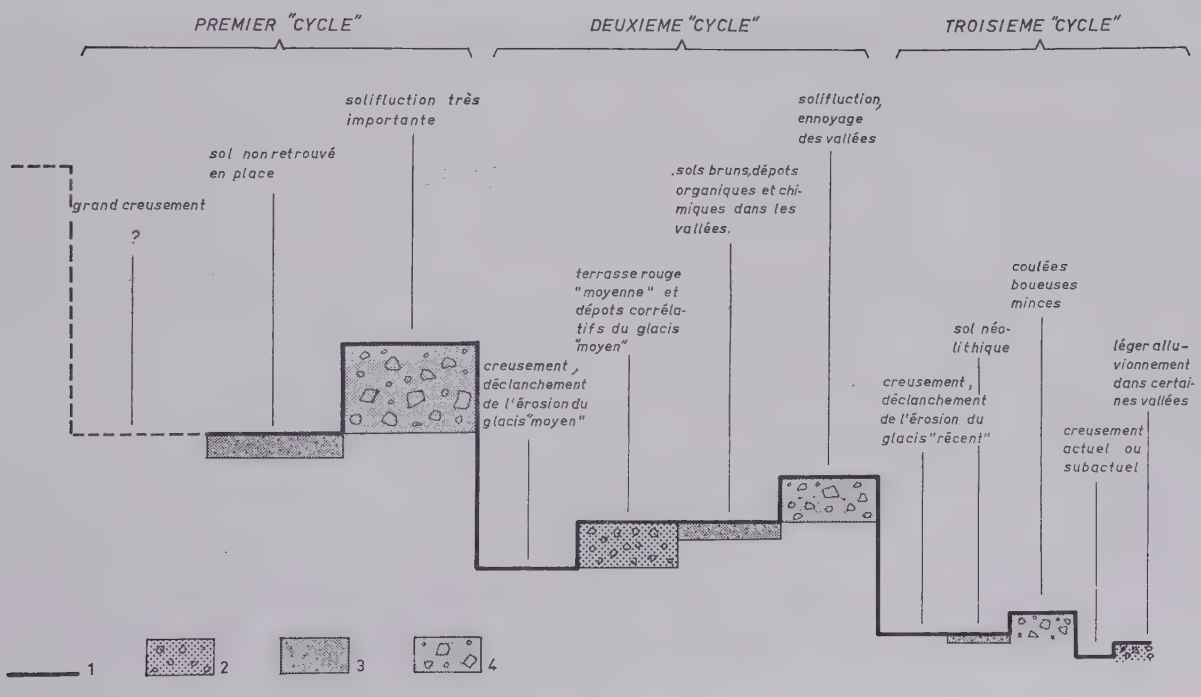


Fig. 67. — Les phases morphologiques responsables du modelé des vallées dans la Koudia : 1 - surface du sol à chaque période ; 2 - pellicule de blocs sur les glacis et dépôt torrentiel d'oued dans les vallées ; 3 - couverture pédologique sur les versants et dépôt organique, chimique ou limoneux dans les vallées ; 4 - solifluction ou coulée boueuse sur les versants, écoulement à l'état boueux ou pâteux dans les fonds de vallée.

La période d'évolution morphologique la plus active au cours de chacun de ces « cycles » et aussi la plus inattendue était caractérisée surtout par le rôle capital de la neige. Elle se révèle par l'ampleur de la gélifraction, mais aussi par les formes de solifluction et les traces de névés et par les différences classiques d'exposition entre versants Ouest et Est, qui rapprochent la Koudia des montagnes méditerranéennes. Pourtant même dans ces périodes « humides », la sécheresse de cette montagne subtropicale et continentale se faisait sentir :

— *Dans ces sols non lessivés, même sur les pentes :*
— *Dans cette solifluction* allant d'un simple « creep » à des coulées de boue très fluide ;
— *Dans cette absence de sols polygonaux,* même dans des dépressions fermées.

Mais il faut encore préciser le caractère propre de chaque Pluvial, car l'humidité semble être décroissante du plus ancien au plus récent. Les périodes « sèches » intermédiaires paraissent avoir subi la même évolution. La ferruginisation des alluvions de la « terrasse rouge » liée au glacis « moyen » indique une circulation d'eaux chargées en oxydes de fer. Mais est-ce à cause d'une lente décomposition de débris végétaux sous l'effet du froid ? ou à cause d'un couvert végétal de type sahélien (dans l'hypothèse fameuse du « balancement climatique ») ? Au contraire la période sèche actuelle est réellement aride : il ne se forme même pas d'encroûtement calcaire au niveau des nappes. Quant à la période sèche « ancienne », elle est très théoriquement mentionnée sur le schéma (fig. 67) des périodes récentes, mais on n'en a rencontré aucune trace. Les conséquences sur le relief ont donc été très différentes :

— *Les périodes « anciennes »* franchement humides ont très largement comblé les fonds de vallée par des dépôts de solifluction intense lors de la phase neigeuse.
— *A la période « moyenne »,* les remblaiements en période sèche (terrasse rougeâtre) prennent autant d'importance que les dépôts de solifluction. Ceux-ci deviennent presque négligeables à la *période « récente ».*

Ces périodes de comblement des vallées ont donc participé à côté des phases d'érosion sur les versants (glacis, solifluction) à la création de ce modelé complexe des hautes vallées de la Koudia.

Cependant vers l'Ouest, les glacis sont souvent interrompus par une morphologie très particulière, liée aux appareils acides qui caractérisent la Koudia occidentale :

— *Les glacis* avec leur extrême fragilité, sont de magnifiques témoignages des phases récentes de l'évolution morphologique.
— Au contraire, *les gros éboulis de lave « acide »* conservent des formes souvent plus anciennes car leur calibre les rend insensibles à toutes les petites variations climatiques récentes incapables de démolir leurs grands édifices.

CHAPITRE II

LES RELIEFS DE LAVE « ACIDE » DE LA KOUDIA OCCIDENTALE

La Koudia orientale forme un grand ensemble de plateaux basaltiques que ne modifie pas la présence de quelques coulées de phonolite. Même dans les vallées, on ne voit jamais apparaître des dômes ou des aiguilles de lave plus visqueuse. Au contraire, à l'Ouest du méridien 5°44' et au Sud du Tesserlite, les reliefs de trapps se réduisent à quelques grandes buttes toujours recouvertes de phonolite tandis que les « pitons » et les coupoles de trachytes et de phonolites donnent aux paysages une note très originale par leur variété et leur hardiesse :

I. — LES LOURDS RELIEFS DE COULÉES PHONOLITIQUES :

A. — DES ENTABLEMENTS D'ORIGINE STRUCTURALE

Ces reliefs rappellent un peu l'Atakor oriental par leur allure tabulaire, mais leur extension très faible ne permet guère de parler de plateaux, excepté pour l'Assekrem (où s'enfonce la haute vallée de l'O. Assarou). Ils constituent tous les sommets culminants de l'Atakor : le Tahat (2 918 m), le Tarouyant (2 800 m), puis l'Assekrem (2 728 m), le Tamahagueni (2 680 m), le Serdjate (2 500 m), etc. et se trouvent par conséquent presque toujours sur la ligne de partage des eaux ou légèrement au Nord de celle-ci. On peut, en effet, opposer dans cette Koudia occidentale, une partie Nord à lourds reliefs phonolitiques et une partie méridionale et orientale où se localisent les paysages de « pitons » avec seulement deux lourdes crêtes : le Tamahagueni à l'Ouest, et l'Admer, au SO de l'Assekrem. Au Nord, si l'on ajoute aux principaux sommets, la table phonolitique du Tidarhine n'Tamatante et une autre haute mesa au Nord du Serdjate, ces reliefs prennent une extension très grande. L'ensemble le plus considérable est formé par les plateaux presque contigus de l'Assekrem, Zermezoug, Adadela et Ifedésène qui s'avancent vers le Nord sur plus de 7 km en s'abaissant lentement jusque vers 2 400-2 450 mètres. Cette pente vers le Nord se retrouve plus ou moins pour tous ces plateaux (fig. 68) car ces coulées reposent en « discordance » sur les trapps qu'elles recoupent en biseau. L'ensemble Assekensasse-Ifedesène, sur la rive Est de l'O. Abdassène, recoupe ainsi successivement des projections, des trapps, puis des alluvions antévolcaniques [1] et repose finalement sur le socle. Nous retrouvons exactement la même disposition que pour les deux coulées de phonolite du Nord de la Koudia orientale (ex : l'In Zouzame) : il s'agit du même ensemble de « coulées de pente » ayant fossilisé des pentes d'érosion du massif de vieux trapps. Cette inclinaison peut expliquer, en partie du moins, la raideur toujours plus forte des versants Nord de ces reliefs où les corniches sont plus dégagées qu'au Sud.

1. Signalées par H. Butler (1924 a, p. 826) ; elles ont 5 à 10 mètres d'épaisseur et sont formées de sables grossiers et de graviers fins, dépourvus d'éléments volcaniques. Elles se situent à 100 m au-dessus du thalweg actuel. Je n'ai pas eu l'occasion de les observer personnellement.

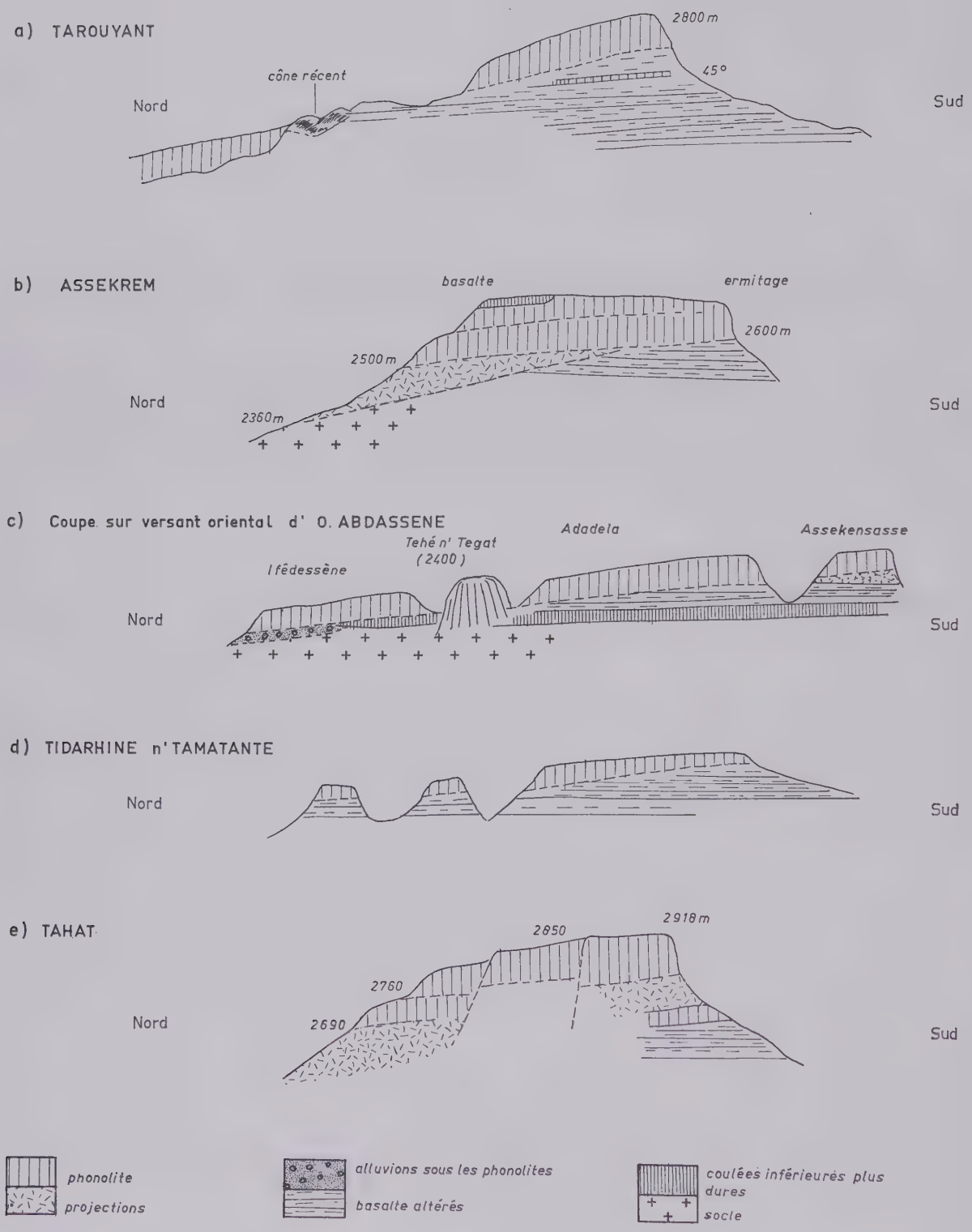


Fig. 68. — Coupes schématiques des grands reliefs phonolitiques. Ces coulées de laves relativement visqueuses semblent avoir fossilisé des pentes d'érosion et recouvert les basaltes altérés des vieux trapps, les alluvions prévolcaniques et même le socle.

Modelé des versants du TAMAHAGUENI

Carte n° 1

0 500 1000m

Pour la légende se reporter à la carte n° 10

Les cotes d'altitudes indiquées ont surtout une valeur pour les altitudes relatives.

photos N F 31 XVIII-XXIV n° 118-117

1) *LE SOUBASSEMENT DES COULÉES DE PHONOLITE.* Ces coulées reposent sur des roches peu résistantes, basaltes altérés ou cendres [1] permettant, en général, une bonne mise en valeur des corniches de phonolite, avec leurs orgues géantes de plusieurs dizaines de mètres de haut parfois :

Ainsi le Tarouyant n'est plus qu'une étroite pyramide approchant de la disparition totale. Le Tahat « placé juste au bord de la Koudia » (J. Bourcart, 1924, p. 62), là où les dénivellations sont les plus fortes est attaqué de toutes parts. L'érosion profite d'ailleurs à la fois de la présence de projections tendres sous les coulées et de grandes diaclases SO-NE transformées en « véritables cheminées » (déjà signalées par J. Bourcart, 1928 a, p. 129) et il ne reste de la coulée primitive qu'une échine septentrionale soudée à un bastion un peu plus large au Sud. On peut citer aussi les lourdes échines de l'Admer et du Tamahagueni qui seraient les témoins de plateaux très érodés jusqu'au stade d'une crête résiduelle, comme le Nord du Tahat. En effet, les phonolites semblent reposer sur des projections tendres à l'Admer et sur des trapps au Tamahagueni.

L'existence de ces reliefs est donc étroitement liée à la protection offerte par les épaisses coulées de phonolite. Mais, dans le détail, cet entablement se révèle souvent complexe :

Ainsi à l'Assekrem, J. Bourcart indique une dacite « en relation avec les phonolites ». P. Bordet, au cours d'une conversation, m'a signalé sur la rive droite de l'O. Elem (Est de l'Assekrem) un empilement de coulées de trachytes, puis de phonolite, puis à nouveau de trachyte et finalement, en haut, de basalte. En 1952, il a signalé à l'intérieur du plateau de l'Assekrem, un culot de basalte à fayalite et augite titanifère. J'ai personnellement observé, à l'extrême Nord du plateau, sur la rive droite de l'O. Assarou, une épaisse coulée de lave noire compacte [2] recouvrant les phonolites. Elle se distingue à la fois par ses éboulis en boules aplaties différentes des blocs anguleux de la phonolite, et par son reg de petites boules (où la marche est pénible), contrastant avec le reg de toutes petites plaquettes (dans toute la partie centrale) ou de grandes dalles (au Sud) des coulées phonolitiques. M. Girod a observé, aussi vers le Nord, une coulée de basalte interstratifiée sous la haute coulée de phonolite et de même composition que le culot à fayalite.

On peut donc en conclure que l'Assekrem résulte d'un empilement assez complexe, où coulées de basalte et coulées « acides » coexistaient, comme nous l'avons remarqué dans les « coulées de pente » de la Koudia orientale. Aujourd'hui ces coulées sont parfaitement nivelées : la coulée noire (andésite ?) que j'ai observée se situe à 2 730 mètres, exactement comme les phonolites de l'Ermitage au Sud. Cet ensemble de coulées disparates a évolué en bloc et, par inversion de relief est devenu un plateau perché à 400 mètres au-dessus des thalwegs environnants.

2) *LA PHONOLITE EST TOUT DE MÊME LA ROCHE TRÈS LARGEMENT PRÉDOMINANTE DANS CES ENTABLEMENTS.* Dans tous ces appareils, les plus anciens selon P. Bordet (1952, p. 31), il s'agit d'une phonolite verdâtre qui présente des caractères assez particuliers (p. 44) par la présence de phénocristaux de feldspaths, de prismes idiomorphes de feldspathoïdes sodiques (néphéline) et de cristaux poecilitiques tout criblés d'enclaves de feldspaths, d'un pyroxène sodique (l'aegyrine) :

L'oxyde de fer est idiomorphe ou remplit les vides entre les cristaux : il se manifeste aussi, souvent, par la présence de petits grains altérés de fayalite, le pôle purement ferreux des péridots. Le fond de la roche est constitué par des microlithes de feldspaths, mais il subsiste souvent des vacuoles remplies de chlorite ou de calcite. Pour une phonolite de l'Assekrem, A. Lacroix, (in M. Dalloni 1934, I, p. 308), y cite de l'haüyne (néphéline renfermant SO^4Ca) et précise la nature des feldspaths : les phénocristaux seraient des anorthoses tandis que les microlites seraient de la sanidine (équivalent de l'orthose dans les roches volcaniques) de grande taille.

Ainsi s'explique facilement l'analyse chimique de cette phonolite donnée par P. Bordet dans le tableau annexe (n° 5, du tabl. 1). Elles est « hyperalcaline » :

— *Avec un net déficit en* SiO^2 (58,6 %) lié à l'abondance des feldspathoïdes (le rapport SiO^2/Na^2O est de 2 seulement dans la néphéline contre 6 pour l'albite).
— *Une forte teneur en* Na^2O (8,94) liée à la néphéline et à l'aegyrine.
— *Une teneur nettement moindre en* K^2O (4,89) liée aux feldspaths potassiques (surtout sanidine).

Ainsi apparaît une roche mère bien différente des trapps, avec une teneur en silice, intermédiaire entre les basaltes et les granites et en alumine supérieure aux deux autres roches (20 %). Très pauvre en fer (3,3 %) en titane (0,41) en MgO (0,29) et en CaO (1,94), éléments qui caractérisent les roches basaltiques, la phonolite est, au contraire, riche en alcalins. Aussi donne-t-elle naissance à des sols différents des sols basaltiques.

1. Ces projections paraissent en rapport direct avec les explosions qui ont précédé les coulées. Ainsi, les lames minces des cendres de l'Assekensasse sont phonolitiques comme la coulée qui les recouvre (M. Girod). De même, les cendres grises du Nord du Tahat sont phonolitiques (Mme Ters).

2. A. Lacroix (M. Dalloni 1934, I, p. 308) avait signalé au Nord des « andésites andésiniques associées aux phonolites » et sur les pentes un filon d'andésite vacuolaire et cristalline recoupant les phonolites. Il s'agit sans doute de cette même roche noire compacte.

1) L'altération chimique des phonolites

— « *Au maximum d'altération, elles donnent une argile gris bleu*, quelquefois même presque blanche (J. Bourcart, 1924, p. 59). Cette argile blanchâtre, souvent épaisse est visible sous le revêtement de blocs de versants anciens, datant de la période comprise entre les sols rouges et les sols bruns basaltiques. Son étude serait particulièrement intéressante, mais je n'ai pu l'effectuer faute de moyens et aussi faute d'éléments de comparaison à l'échelle mondiale. De tels sols affleurent par exemple au SE du Serdjate ou au S-SE de l'Assekrem (en aval du point d'eau de Tinserine). Un échantillon provenant du SO de l'Essaouinane (SE de l'Assekrem) a fourni à l'analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) 50 % de kaolinite et 50 % de montmorillonite, très mal cristallisées. Cette montmorillonite sans doute sodique ici, est caractéristique des altérations des Pluviaux anciens auxquels appartient cette argile (chap. V, p. 482). L'absence d'illite indique une roche peu potassique, tandis que la kaolinite est plus abondante que sur les sols basaltiques bruns.

— *Cette même richesse plus forte en kaolinite caractérise aussi les sols bruns récents sur phonolite* (50 % au Debnat) et provient de la très faible teneur en CaO et en MgO de cette roche mère par rapport au basalte.

P. Bordet signale que « ces roches paraissent avoir subi une évolution compliquée dans laquelle les actions pneumatolytiques durent être importantes » et A. Lacroix mentionne que la dacite de l'Assekrem est « assez altérée » à cause de la présence de calcite et d'épidote. Dans l'ensemble cependant, les phonolites paraissent moins sensibles à l'altération chimique que les basaltes. Au contraire, elles paraissent très sensibles à l'action des agents mécaniques et principalement du gel.

2) Le rôle des agents de fragmentation mécanique

En effet, on rencontre des discontinuités à des échelles très différentes :

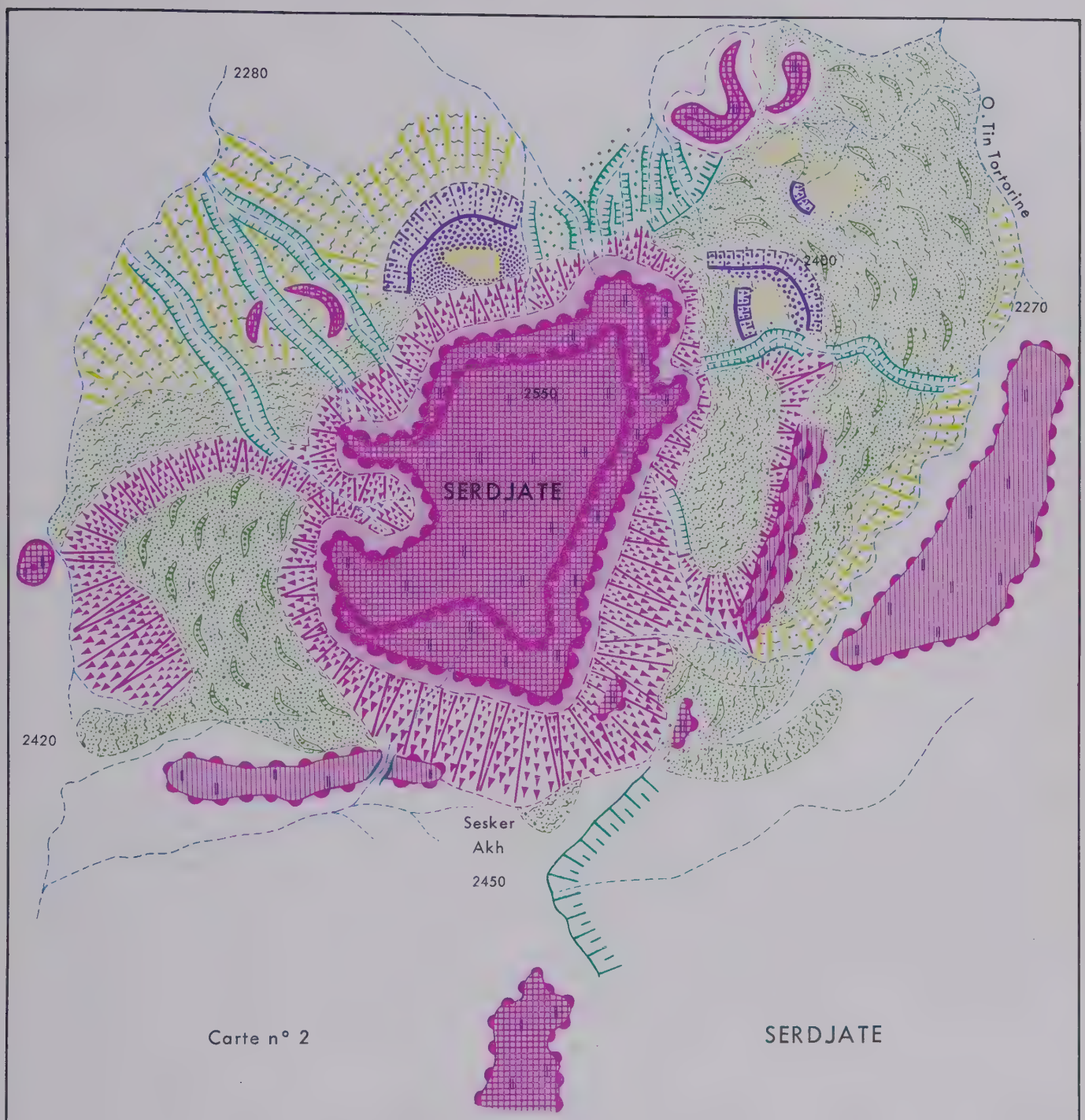
— « Lorsque la phonolite s'est étalée en grandes coulées horizontales, celles-ci sont prismées comme les coulées de basalte, mais les prismes sont au moins quatre fois plus gros » (J. Bourcart, 1924 p. 59). Tous les *énormes blocs* (parfois 1 à 2 mètres de côté) qui jonchent les pentes dérivent plus ou moins de ce système fondamental de prismation [1]. Leur détachement peut résulter, dans certains cas, d'un simple soutirage par le ravinement à la base de la corniche. Mais très souvent, on est bien obligé de constater que la base de la coulée est masquée depuis très longtemps par un grand talus d'éboulis. Sur le flanc Nord Ouest de l'Assekrem on peut voir un autre mécanisme aujourd'hui presque arrêté du dégagement de ces blocs. En effet, la corniche est très émoussée et taillée en une multitude de monolithes verticaux ressemblant à des « menhirs » de 1 à 2 mètres de haut, très patinés tandis que l'espace intermédiaire est formé d'une phonolite gris clair, extrêmement fissurée, se débitant en petites lamelles. En regardant de plus près, on s'aperçoit que cette désagrégation a pour origine les diaclases entourant le prisme, tandis que le cœur de celui-ci est progressivement exhumé. Quand le déchaussement devient excessif, le « menhir » bascule sur la pente d'éboulis. Lorsque le système de diaclases est plus serré et vertical on obtient un micro-relief de dalles dressées qui fait penser à un cimetière musulman.

— Il existe en effet une autre dimension de débitage autour de 40 à 60 cm qui semble en relation avec la fluidité et entraîne *le débit en plaques*. Ce débit, dû au gel et peut-être à la thermoclastie, remplace le précédent sur les pentes faibles et les sommets.

— Enfin il se forme aussi des *petites esquilles* ou de fines plaquettes autour de 20 cm de diamètre. Elles se localisent surtout sur les plateaux assez riches en limons bruns où elles semblent liées au gel de l'eau d'imbibition au voisinage de la surface. Mais on retrouve ce fin débit très fréquemment sur les versants Sud des massifs de phonolite où ils représenteraient la « micro-gélivation » ancienne due au temps plus courts de pénétration de l'eau.

J. Malaurie avait noté ces trois dimensions préférentielles (100-150, 40-60, et 20 cm) dans les éboulis de phonolite de l'Atakor. Cependant les mêmes dimensions préférentielles existent certainement pour les appareils phonolitiques du piedmont de l'Atakor et pourtant le calibre et la densité des éboulis à leur pied sont nettement plus faibles. La présence de grands éboulis en montagne est donc certainement liée à l'action ancienne du gel capable de détacher de gros blocs même sur des corniches dont la base empatée n'évolue plus par soutirage. Une imprégnation plus ou moins profonde, en rapport avec la fréquence et la durée de l'enneigement ancien doit aussi intervenir pour favoriser la fragmentation en montagne. Ces blocs de taille si variée, combinés ou non avec une matrice fine provenant des phases d'altération successives, donnent une très grande variété de formes d'éboulis.

1. On pourrait être tenté, en regardant la photo nº 61 (p. 120) du livre d'A. Rittmann (1963), de penser que ces blocs pourraient être originels au sein d'une coulée très visqueuse qui s'éboule au fur et à mesure qu'elle progresse, en gros blocs de lave refroidie. Or ces blocs interviennent dans un certain type de refroidissement particulier (« lave en blocs ») alors que dans l'Atakor la phonolite a une structure en grands prismes et on ne remarque jamais de lits de blocs à la base.



Carte n° 2

SERDJATE

Pour la légende se reporter à la carte n° 10

0 500 1000m

Les cotes d'altitudes indiquées ont surtout une valeur pour les altitudes relatives.

photos N F 31 XVIII- XXIV n° 132-133

B. — DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES FORMES D'ÉBOULIS PHONOLITIQUES

1) *LES FORMES SIMPLES :*

Sur les flancs Sud de ces reliefs, les versants atteignent souvent une régularité étonnante avec un profil rectiligne sur la quasi totalité de la hauteur. Même les corniches sont pratiquement effacées. De tels versants sont généralement couverts d'un manteau de petits blocs (moins de 50 cm), en dalles ou en plaquettes, qui par son homogénéité, contribue certainement à cette extrême régularité :

A l'Assekrem, le versant descendant vers le Col (Sud) atteint une perfection si grande qu'il avait été possible d'y fixer un monte-charge pratiquement sans aucun travail tellement le plan incliné naturel est régulier. Ce plan recoupe toutes les coulées supérieures pratiquement selon la même pente que le versant. Pourtant, sur ces pentes, on rencontre aussi quelques blocs assez gros liés à un gel ancien,

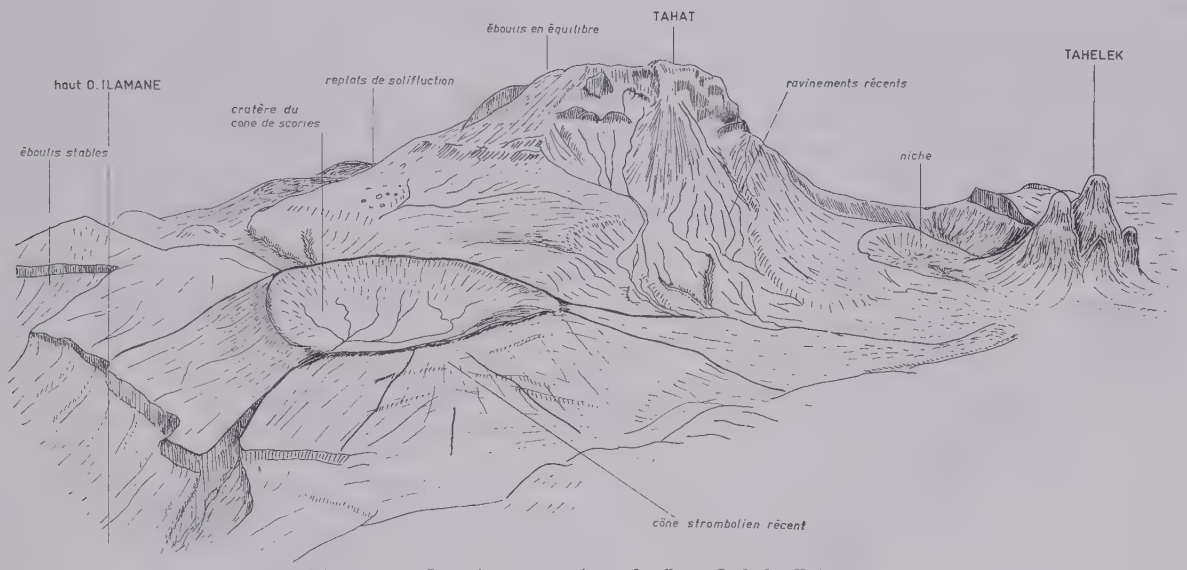


Fig. 69. — Croquis panoramique du flanc Sud du Tahat.

mais on peut observer, dans les entailles de la piste automobile ou le long du sentier de l'Ermitage, une prépondérance très nette de petites plaquettes de phonolite non patinée (5-20 cm), enrobées dans une matrice limoneuse brune ou gris très clair, qui comblent tous les vides et toutes les irrégularités du profil. Parfois cette pellicule solifluée recoupe, en le tronquant, un sol noir épais de 10-20 cm qui ressemble aux sols récents et minces sur basalte. Ce sol a fourni les particules fines nécessaires au très lent glissement des plaquettes de phonolite à une époque très récente. Ces formes si régulières mais si fragiles datent certainement de la dernière période humide, sans doute néolithique. Plus en amont, où le liant manque, les petites plaquettes de phonolite se rassemblent en petits couloirs rectilignes, large de 1 ou 2 mètres où elles glissent les unes sur les autres. Ces « couloirs » sont encore à l'heure actuelle, dépourvus de végétation. Parfois, comme sur le flanc Nord de l'Admer, on remarque de véritables « coulées de blocs » plus gros (40-50 cm), à profil légèrement bombé, mais enfoncées de 50-70 cm à 1 mètre dans le manteau d'éboulis très rectiligne de part et d'autre. Or, les blocs de ces « couloirs » ne renferment presque pas de matrice fine.

Le flanc Sud du Serdjate (carte en couleurs n° 2) présente une régularité presqu'identique, mais vers le Col de Sesker Akh, la base de l'éboulis s'empâte car les limons deviennent plus abondants et l'on passe à une petite coulée de solifluction où les plaques de phonolite sont dans le plus complet désordre. Cette coulée a une pente de 10-12° et elle s'étale en un petit lobe à l'aval. Dans le haut O. Ebaouil, plus encaissé, la pente plus forte (15-20°) a permis le développement d'une coulée de solifluction de plus grande dimension. On retrouve la même chose au SE, dans le haut O. Tin Tortorine : ces éboulis bien « réglés » donnent naissance à des formes plus « fluantes » dès que la teneur en limons augmente. Ces formes, toutes récentes pourtant, ne semblent guère s'expliquer par le ruissellement : celui-ci aurait emporté les petites plaquettes des « couloirs » et surtout les limons, transformant les basses pentes

en petits cônes d'épandage miniature. Au contraire, la présence de neige dans les intervalles entre les blocs pourrait expliquer leur lente descente (pour l'Admer surtout) alors que les versants restent très réguliers de part de d'autre : l'eau de fonte expliquerait la présence de ces « couloirs » par un lent soutirage des particules fines qui glisseraient plus vite, à l'état boueux, pour augmenter la matrice des coulées de solifluction.

2) *LES BANQUETTES ETAGÉES DE SOLIFLUCTION :*

Cette tendance a la solifluction est plus marquée sur le flanc SE du Tahat à cause de l'ampleur du versant. En effet, à proximité du sommet, on observe des vestiges en « fer à repasser » d'éboulis réglés magnifiques incorporant même les plus hautes coulées. Ces éboulis sont inactuels et attaqués par deux grands torrents (fig. 69) le long desquels se glissent des éboulis de gravité actuels, peu patinés qui tranchent sur ces éboulis très stables à pente de 20-25° seulement. Ils doivent remonter, comme à l'Assekrem, à la dernière période pluviale. Or, la fragilité de ces éboulis de petites pierres en exposition Sud est magnifiquement mise en évidence au Tahat, où ce genre d'éboulis est attaqué par les seuls ravinements du pourtour du massif, et pourtant ces torrents ne sont pas favorisés par un niveau de base particulièrement déprimé. Au contraire, ils se situent presqu'à la tête de l'O. Ebaouil, dans la position la moins favorable ! Cela prouve bien qu'il s'agit d'une raison climatique, liée au calibre très petit des blocs de microgélivation en exposition Sud, alors que partout ailleurs les éboulis sont encore en équilibre malgré la vigueur « potentielle » de la reprise d'érosion. Cette fragilité des éboulis récents de versant Sud est très générale : nous l'avons remarqué dans l'O. Issedjène entre les deux vallées ; on la retrouve au Tamahagueni, etc.

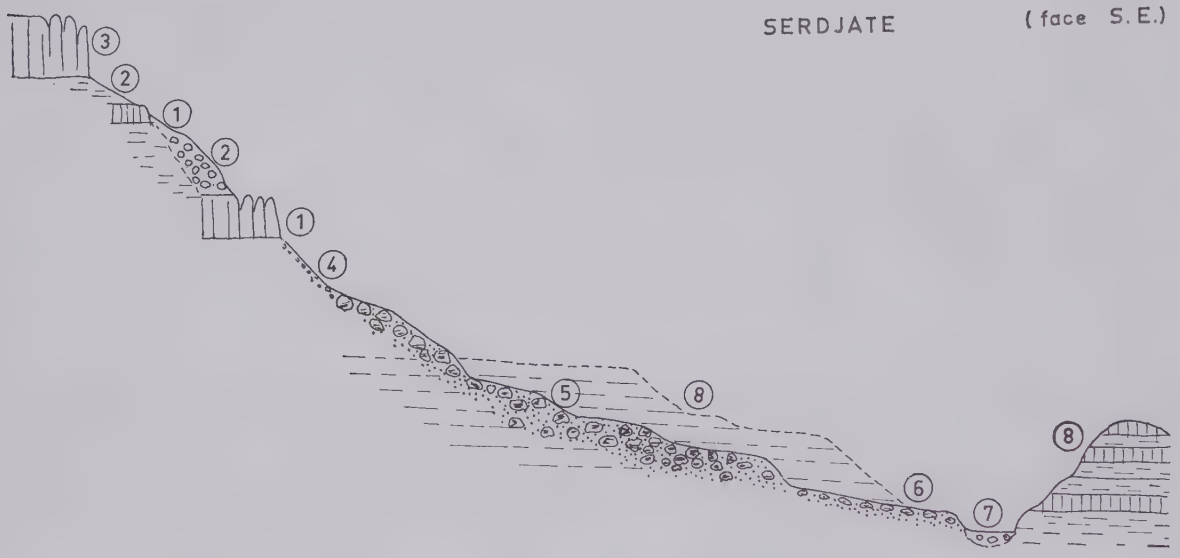


Fig. 70. — Le versant Sud-Est du Serdjate : 1 - phonolite gris clair très gélive et se désagrégeant en tout petits blocs (10 cm) · 2 - phonolite altérée en argile blanche, parfois matériel pyroclastique tendre ; 3 - haute coulée de phonolite verte très fraîche ; 4 - très petits éboulis instables, encore partiellement actuels ; 5 - très gros blocs anguleux enrobés dans une matrice fine et formant des bourrelets et des coulées de solifluction dans des vallons taillés dans les basaltes altérés ; 6 - pellicule de blocs de calibre moyen, à la surface d'un glacis d'érosion au pied du versant ; 7 - lit de l'oued : écoulement torrentiel actuel ; 8 - collines sub-tabulaires taillées dans les empilements de basaltes altérés (gris, violacés ou bruns).

Ces éboulis récents s'appuient à leur base sur des formes certainement plus anciennes, où les blocs dépassent souvent 1 à 1,5 mètre de côté. Il ne s'agit pas de la partie inférieure d'un éboulis de gravité, mais d'une morphologie assez complexe :

— *A* 2 420 *mètres* (relevé personnel), se creuse une alvéole fermée par un bourrelet morainique, qui indique, certainement l'existence d'un ancien névé. Cette alvéole a un diamètre d'une trentaine de mètres et sur ses parois les projections volcaniques en place apparaissent sous un mince revêtement d'éboulis ;

— *Puis à* 2 390 *mètres* s'étale une banquette limoneuse pratiquement horizontale longue de 150 mètres et large de 50. Une simple frange inclinée, formée de petits blocs (moins de 50 cm) assure la transition entre les limons de la banquette et le talus d'éboulis de blocs de 1 à 2 mètres de côté qui la borde à l'amont. A l'aval, on passe

tout aussi brusquement à un bourrelet d'énormes blocs pêle-mêle (1 à 2 mètres de diamètre), avec une pente de 35 à 40° sur une hauteur de 40 à 50 mètres. Il est facile de montrer que ce gradin n'est pas structural, car quelques ravines où les éléments plus fins ont disparu permettent de voir le basalte altéré à faible profondeur. La presque totalité des versants du Tahat paraît d'ailleurs taillée soit dans des cendres, soit dans ces basaltes altérés, bien incapables d'influencer la morphologie [1]. La présence de la roche en place à faible profondeur sous le bourrelet de blocs limite très sérieusement, de ce côté du moins, l'importance du manteau d'éboulis.

— *Vers* 2 330 *mètres*, une seconde banquette limoneuse mesure environ 350 à 400 mètres sur 120 de large. Elle est à peine inclinée de quelques degrés, et de petits blocs (10 à 20 cm, jamais plus de 50) jonchent le sol. A l'aval, un second gros éboulis de blocs, de 1 à 3 mètres de diamètre parfois, la protège contre l'érosion. Ces blocs disposés dans le plus complet désordre donnent une pente de 35 à 40°.

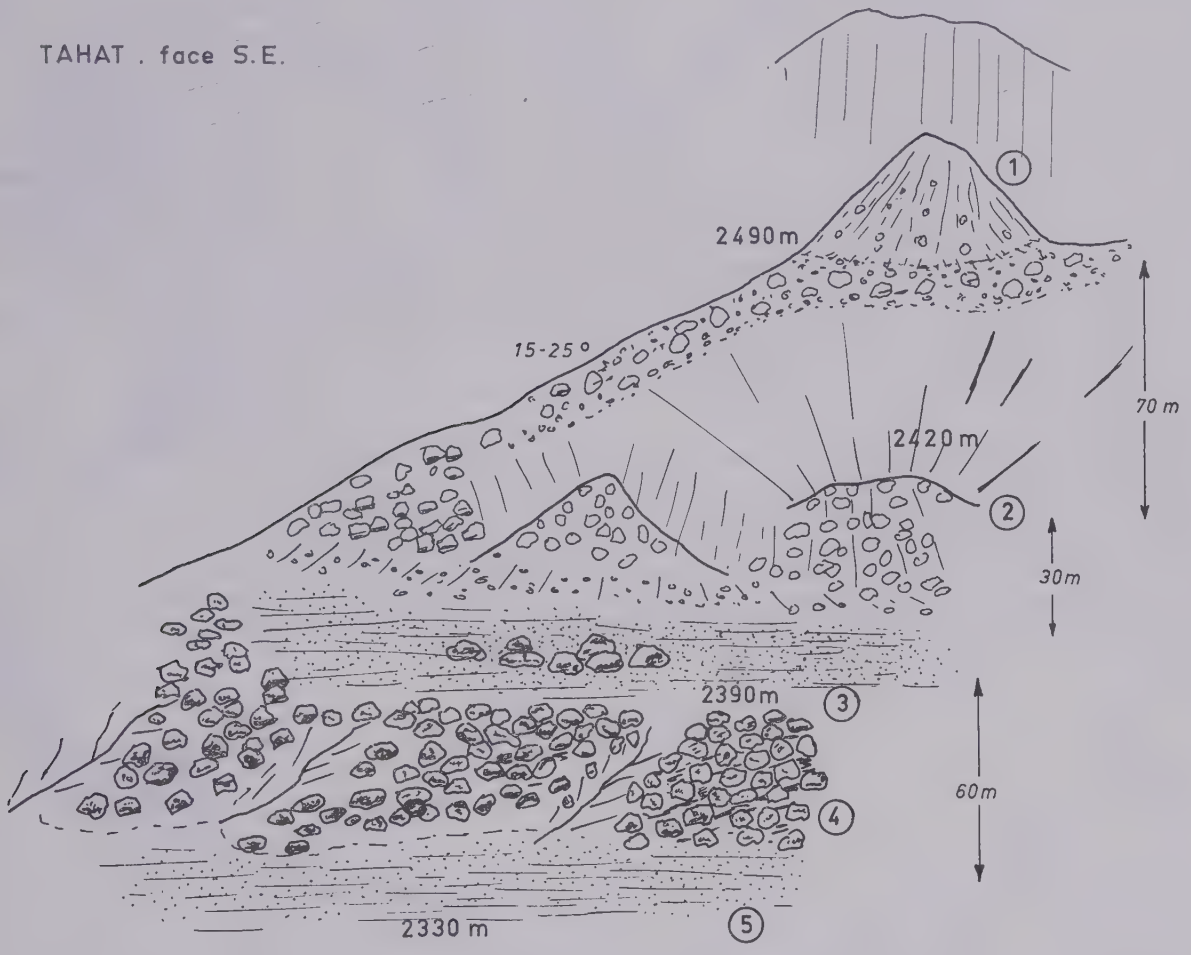


Fig. 71. — Croquis du versant SE du Tahat : 1 - éboulis récent au pied de la corniche du Tahat ; 2 - niche fermée par un bourrelet ; 3 - banquette longue de 150 mètres et large de 50 mètres, à fond limoneux ; 4 - bourrelet de très gros blocs disposés dans le plus grand désordre ; 5 - vaste banquette inclinée de quelques degrés seulement vers l'aval.

Sur le flanc Sud Ouest, l'épaisseur du revêtement d'éboulis et de limons bruns est certainement beaucoup plus forte et ne peut être appréciée nulle part. Tout à l'amont, entre 2 660 et 2 850 mètres, toute la zone de corniches est recouverte d'une pellicule de blocs ou taillée en talus très rectilignes inclinés de près de 45°. Seuls quelques éperons rocheux (phonolite) apparaissent vers 2 720-2 760 et à 2 660-2 700 mètres. Les gros blocs ici se répartissent presque sur toute la pente, apparemment sans tri ni orientation préférentielle. On remarque seulement qu'ils tendent à se concentrer en « coulées de blocs » en relief d'un ou deux mètres sur la surface régulière du versant. Les interstices entre les blocs ici sont vides et l'éboulis est assez instable.

1. D'ailleurs si les banquettes étaient « structurales « elles devraient se situer à des altitudes identiques autour du massif puisque les trapps sont subhorizontaux, ce qui n'est pas le cas.

— *Vers 2 260 mètres se produit un brusque changement comme le montre la figure n° 72.* L'éboulis entoure en effet une vaste alvéole très allongée (200 mètres au moins), à fond plat et limoneux. Elle est bordée à l'aval par un bourrelet morainique très développé, haut de 15 à 20 mètres, formé de blocs de 1 à 3 mètres de diamètre extrêmement anguleux. Les interstices entre ces gros blocs sont vides de toute matrice et même les petits blocs sont rares. Le petit ruisseau qui sert d'exutoire à l'alvéole, se perd dans cet amoncellement de blocs. Puis à l'aval, s'étage une série de banquettes comme au SE, mais entre 2 550 et 2 615, c'est-à-dire nettement plus haut qu'au SE (2 330-2 390). Entre les banquettes s'intercalent des talus presqu'aussi inclinés que des pentes d'éboulis, dans lesquelles se creusent des sortes de chenaux encombrés de gros blocs (1 mètre de diamètre) pêle-mêle et dépourvus de limons. Ces « coulées de blocs » sont très semblables à celles de l'éboulis supérieur, mais au lieu d'être en relief, elles sont enfoncées de 1 ou 2 mètres. De plus les talus entre les banquettes diffèrent de l'éboulis supérieur par le colmatage de tous les interstices par des limons bruns. C'est le soutirage de ces limons par un ruissellement très diffus qui explique ces coulées de blocs « en creux ». D'ailleurs on peut penser que la lente migration de ces limons au bas des talus a pu combler d'anciennes et très petites alvéoles nivales semblables par leur bourrelet morainique à la grande niche qui se situe au pied de l'éboulis supérieur. On constate en effet que seules les deux alvéoles supérieures, situées immédiatement au pied du grand éboulis sont des formes fraîches. Cela s'explique facilement par leur grande taille, leur meilleure alimentation en neige (qui a permis au névé de subsister plus longtemps) et enfin par la lenteur du colmatage due à la rareté des limons dans l'éboulis supérieur. On peut au moins tenter d'expliquer les formes plus petites qui s'étagent en contrebas par le comblement de très petites niches de névé.

— *Puis un talus assez raide et continu fait disparaître les petites banquettes* sur une centaine de mètres de dénivellation. Elles réapparaissent à l'aval :

— *Vers l'Ouest* où elles sont rapidement détruites par les ravinements extrêmements actifs partis du bassin de Tagnert.

— *Vers le Sud* où une banquette large de plus de 200 mètres a une pente légère qui fait penser à un glacis. Mais le matériel qui le recouvre est très limoneux, avec de grandes dalles de phonolite (encore longues d'un mètre parfois), enfoncées dans une matrice fine ou posées à plat en surface [1]. Cette extrême abondance des limons exclut une mise en place par le ruissellement et indique plutôt l'action d'une solifluction extrêmement fluide, comme le long du Tesserlite. Cette banquette à l'aval, est encore perchée à une quinzaine de mètres au-dessus de la large vallée limoneuse du haut O. Ebaouil et cette dénivellation est due à un nouveau talus de gros blocs, mais assez effacé. La destruction de cette banquette inférieure et même de la large vallée limoneuse de l'O. Ebaouil a été retardée par l'obstruction de la vallée, juste en aval, à la suite de l'éruption récente d'un petit cône de scories. Il en résulte un contraste brutal entre ces formes parfaitement conservées au SO et les grandes déchirures du ravinement subactuel en aval du volcan (NF 31 XVIII, XXIV, 131).

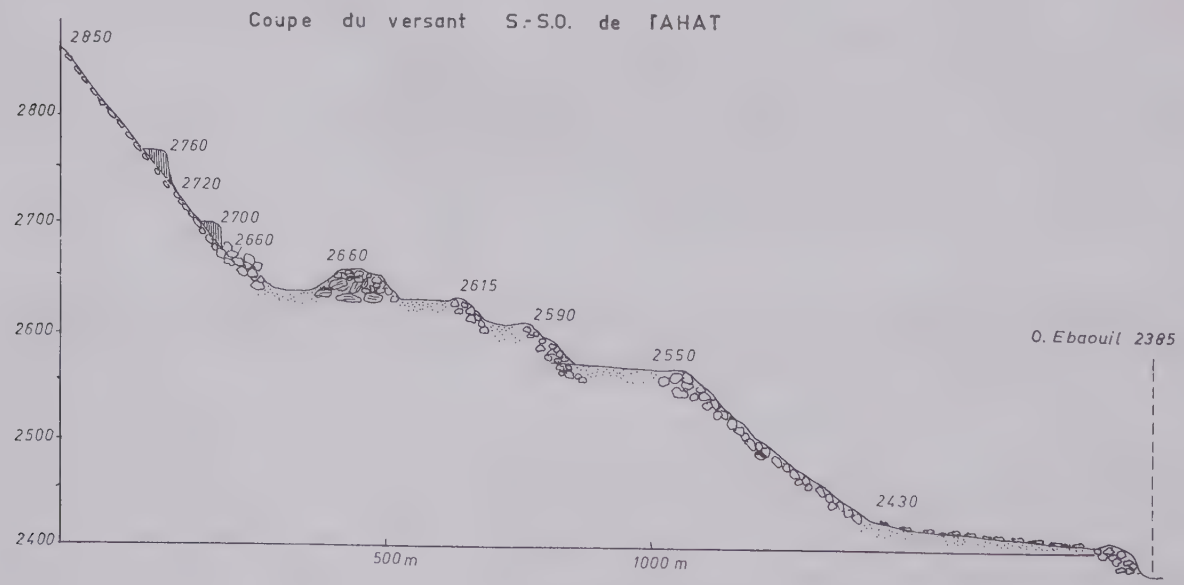
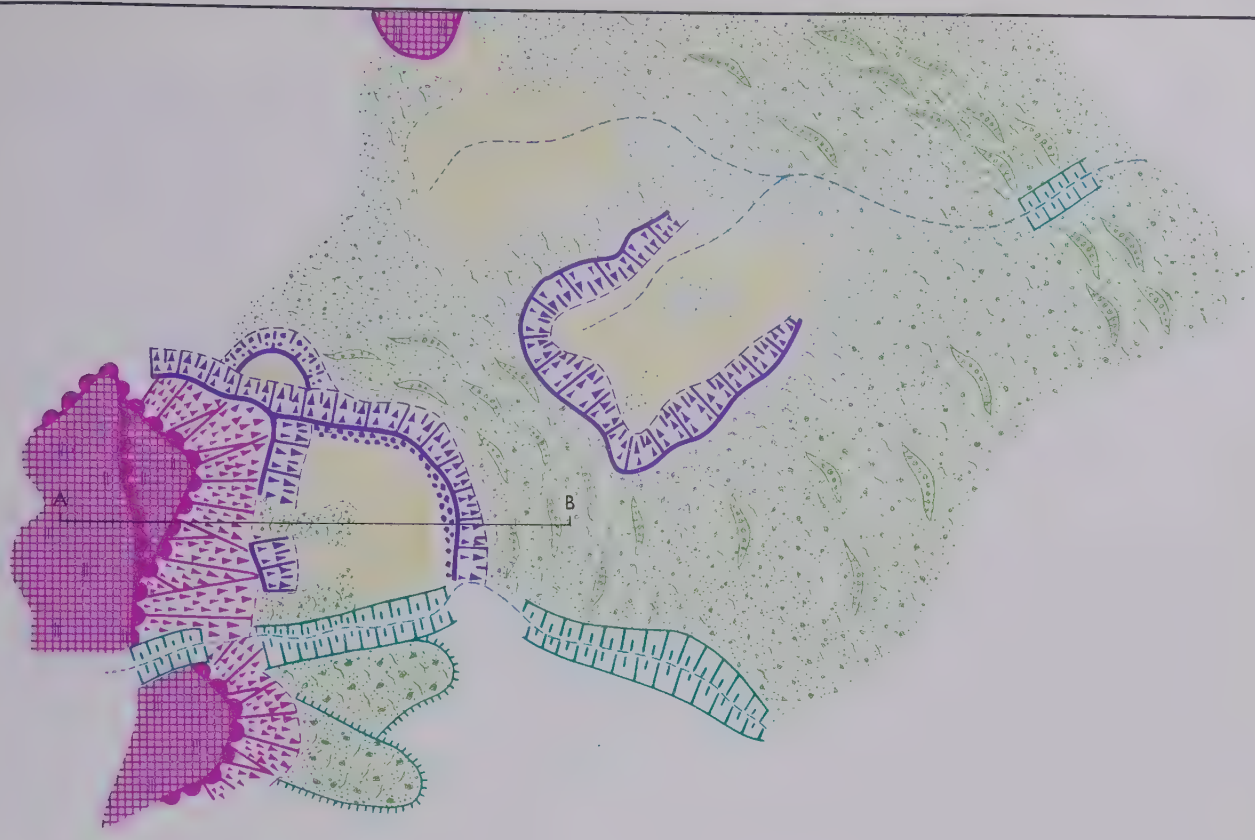
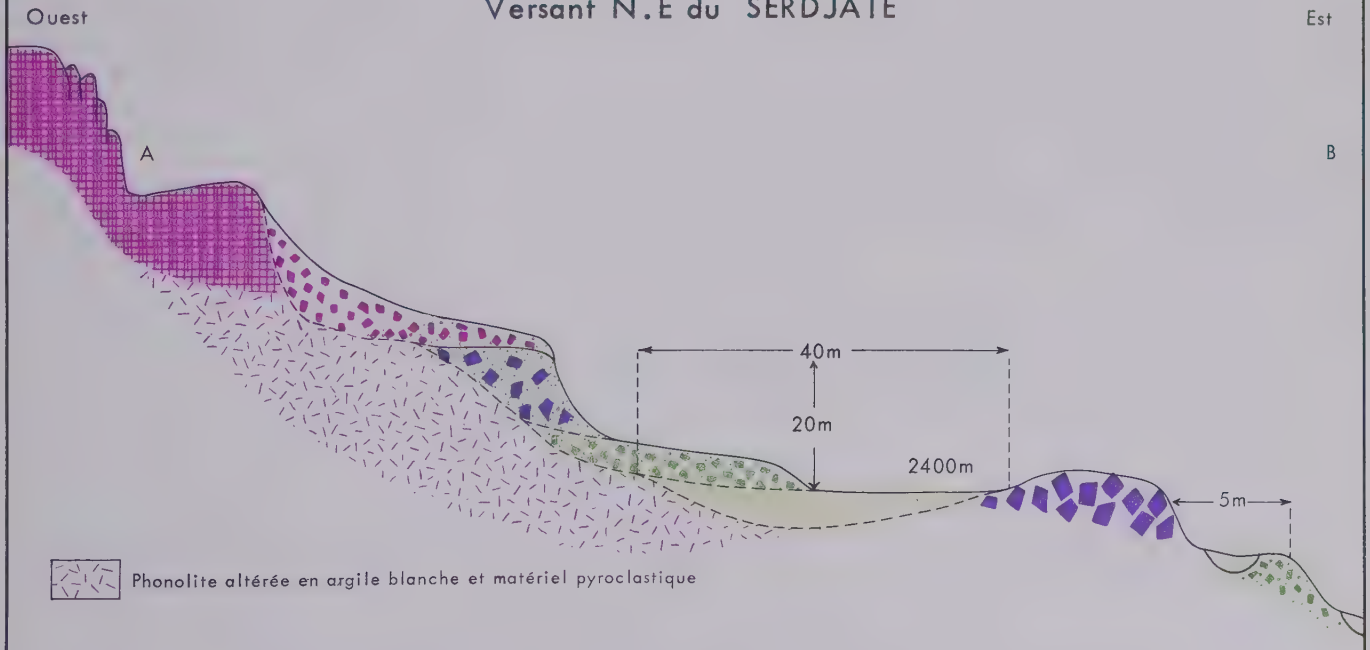


Fig. 72. — Coupe schématique du versant Sud-Ouest du Tahat.

1. Ce dallage est extrêmement fréquent dans l'Atakor. Il rappelle la disposition des blocs sur un « mollisol » périarctique, mais P. Bout m'a aimablement précisé que ces dallages pouvaient aussi apparaître sur des sols limoneux en climat très humide à condition qu'il puisse y avoir léger déplacement sur une pente faible.



Versant N.E du SERDJATE



SERDJATE, flanc N.E : Coupe de la niche de névé supérieur

Carte n° 3

Pour la légende se reporter à la carte n° 10

Malgré cette interruption, il semble que les banquettes inférieures du SO (2 400 à 2 430 mètres) se raccordaient jadis aux banquettes observées sur le versant SE à 2 330-2 390 mètres. Mais le versant SO montre avec bien plus de netteté la présence de deux séries de formes, séparées par un grand talus. Cet étagement de formes « inférieures » et « supérieures » va se retrouver constamment dans cette étude. Il est ici plus marqué au SO car les revêtements d'éboulis anciens y ont plus d'ampleur et se sont mieux conservés d'une période à l'autre qu'au SE.

Cette constatation est d'ailleurs très importante : le versant exposé à l'Est qui bénéficiait systématiquement de l'avantage dans la Koudia orientale à cause de la suralimentation neigeuse, se trouve ici défavorisé. L'exiguïté de ces reliefs phonolitiques ne permettait guère l'alimentation de congères (excepté à l'Assekrem) et leur masse formait au contraire un écran pour des précipitations neigeuses plus abondantes à cette altitude plus forte. Au contraire, le versant Ouest, directement exposé aux arrivées des nuages sur l'Atakor, reprend ici l'avantage.

Sur les flancs du Serdjate (carte n° 3) la distinction de deux séries de formes étagées est plus nette :

1) **Au pied des éboulis du NE** dont la pente est assez douce (20 à 25°) le profil tend à s'adoucir (15°) sous l'effet de la solifluction. Or, il est brutalement interrompu par un nouvel éboulis très raide de très gros blocs en désordre sur une hauteur de 20 mètres (cartes en couleurs n^{os} 2 et 3). Ce talus passe, après une rapide transition de petits blocs posés à plat, à une banquette limoneuse parfaitement horizontale. Celle-ci est si nette et si vaste qu'on l'aperçoit sur photo aérienne (NF 31, XVIII, XXIV, n° 132). Sa fraîcheur est remarquable et seules deux petites coulées de solifluction postérieures atténuent légèrement le talus et viennent s'étaler sur les limons. A l'aval, cette banquette n'est pas fermée par un véritable bourrelet, mais on observe tout de même que des blocs émergent des limons et créent une légère contre-pente (2 à 3 mètres au maximum). Ces blocs de phonolite fraîche très anguleux ont souvent plus d'un mètre de longueur et proviennent des corniches supérieures. Puis la pente de l'éboulis reprend, atténuée seulement par de petits replats de 5 à 10 mètres de largeur.

Cette large banquette crée donc un hiatus dans ce qui devrait être la pente « normale » d'un éboulis de gravité ou même d'un versant de solifluction. Elle contraste nettement avec le versant au Sud du petit torrent, où l'éboulis de gravité passe lentement à des « coulées » de solifluction. La pente s'accentue ensuite brusquement à partir de 2 400 mètres (altitude de la banquette) pour s'adoucir progressivement en grandes loupes de solifluction qui repoussent assez loin l'O. Tin Tortorine jusqu'à l'altitude de 2 270 mètres. Or, au Nord, se creusent de nouvelles alvéoles à fond limoneux. La plus grande est nettement plus large (80 à 90 mètres) et plus profonde (40 à 45 mètres) que la banquette supérieure. Elle s'adosse elle aussi à un talus de gros blocs à pente plus raide que le versant alentour. Ce talus s'incurve en amphithéâtre par l'avancée, latéralement, de deux coulées de solifluction. On a l'impression d'une banquette beaucoup plus étendue vers le NO, qui aurait été cloisonnée ensuite par ces coulées de solifluction. Le fond de cette banquette est si plat qu'un petit oued buissonneux y serpente presque sans pente avant d'aller rejoindre les éboulis plus raides en aval.

Il s'agit donc d'un second hiatus dans la pente générale. Dans le détail, on peut observer des banquettes du même type (talus raide d'éboulis à l'amont, absence de bourrelet à l'aval) mais bien plus petites que ces deux-là. Vers le bas du versant, ces banquettes disparaissent et les bourrelets de solifluction se succèdent jusqu'à l'oued où ils sont légèrement repris par de petits glacis récents. Les gros blocs de ces bourrelets sont très patinés et débités en partie par un gel plus récent qui a couvert le sol de nombreuses petites esquilles (5 à 10 cm).

2) **Cette description pose deux problèmes très importants :**

a) *La formation de ces banquettes peut avoir plusieurs origines :*

Elles rappellent les « madjem » décrits en Kroumirie par P. Marthelot (1959). Ce sont de petits replats limoneux ou occupés par une mare et retenus « par un important vallum caillouteux ». Ils s'étagent sur les flancs de montagne de 800 à 900 mètres d'altitude, en interrompant les éboulis. Les photos des planches III et IV de cet article montrent des versants comparables à ceux de la Koudia occidentale. P. Marthelot explique ces banquettes par des glissements à allure catastrophique, le bourrelet se formerait « par refoulement des éboulis rocheux du pied de l'escarpement primitif ». Après un tel glissement, toute une portion de versant se stabilise et le même processus se reproduit ailleurs. Ces grands glissements exigent plusieurs conditions :

— *Un climat très pluvieux* (Aïn Draham : plus de 1 550 mm) avec de très fortes averses : plus de 5 pluies de plus de 30 mm par jour chaque année, durant les mois d'hiver.

— *Des argiles très fluantes*, permettant les glissements lorsque ces grandes averses ont lubrifié leur partie supérieure. Dans l'Atakor il existe sous les corniches de phonolite, des basaltes altérés, assez argileux qui pourraient jouer ce rôle, mais il n'ont rien de comparable avec les marnes si fluantes du Medjanien tunisien.

— *Des roches très perméables* à l'amont du versant, permettant des infiltrations massives jusqu'au contact des argiles. Or l'exiguité des plateaux de phonolite ne permet pas, semble-t-il, à cette roche de jouer réellement un tel rôle.

— Enfin, objection plus grave, on ne rencontre pas à l'amont de ces banquettes, de traces d'un décollement et de cisaillements alors que les autres caractères de ces formes sont très frais. Ces banquettes sont toujours adossées à un talus de très gros blocs qui ne peuvent être considérés comme des surfaces de glissement.

Une autre explication ne fait intervenir également qu'une grande pluviosité, sans action du froid. Elle peut être tirée d'une comparaison avec les « chaos étagés » du Velay et de l'Allier supérieur dans les éboulis holocènes de la « phase atlantique » où la pluviosité était peut-être double de l'actuelle (700 mm) (P. Bout, 1960 b). Ces pluies très abondantes permettent en effet un travail de sapement par les eaux souterraines au contact entre une coulée volcanique épaisse et des argiles sous-jacentes. Les « convois successifs » d'énormes blocs dus au foirage en masse de toute une fraction de la corniche créent des bourrelets de blocs en arrière desquels apparaissent des gouttières de plusieurs dizaines de mètres de largeur. Or, dans le détail, cette comparaison se heurte à plusieurs objections :

— Les bourrelets décrits par P. Bout sont formés de grands faisceaux de « prismes non désengrénés » puisque la corniche s'éboule sur toute sa hauteur. C'est ce que nous avons observé avec les « fûts de colonnes antiques » sur le versant basaltique de l'O. In Daledje (fig. 50). Mais sur les versants de phonolite ces blocs, même énormes, ne sont que de petits fragments comparés aux dizaines de mètres d'épaisseur des coulées. De tels blocs paraissent plutôt détachés par l'action du gel sur les joints et les fissures de fluidalité. Ceci paraît d'ailleurs démontré puisqu'au bas d'une même corniche volcanique, on remarque à la fois une diminution des calibres vers les formes plus récentes et des faces Nord vers les faces Sud. Des glissements de ce type auraient donné ici des blocs d'un calibre à la fois plus uniforme et plus gros encore.

— Le départ de ces « convois successifs » entraîne l'apparition de « vastes entailles en forme d'arc de 500 à 800 mètres d'ouverture » dans le tracé de la corniche. Ces entailles très caractéristiques n'existent pas sur les massifs phonolitiques de l'Atakor.

— Enfin ces banquettes existent de tous côtés (SO et SE au Tahat) alors qu'elles devraient se localiser surtout au Nord où la pente de toutes ces coulées crée des conditions particulièrement favorables à ces éboulements. D'ailleurs l'exiguité de certaines de ces tables phonolitiques ne paraît guère favorable à la formation des nappes d'eau responsables de ces glissements.

En fait, l'ampleur de la gélivation et le développement de ces versants presque dépourvus de thalwegs et modelés par une solifluction généralisée font penser à un climat frais d'altitude. L'intervention du froid paraît plus nécessaire encore que celle de très fortes pluies qui semblent plus difficiles à admettre dans ce contexte si continental. D'ailleurs la neige, liée au froid, permet de limiter ces précipitations puisque avec un total de précipitations assez faible, la fonte des neiges libère cependant beaucoup d'eau sur une très courte période. J. Corbel (1961) a montré qu'un climat périglaciaire aride (moins de 100 mm) n'engendre que des versants de pierrailles presque dépourvus de limons, la solifluction y est absente sauf quelques bourrelets en pseudo-terrasses. Mais dès 300 mm et surtout entre 500 et 1 000 mm, la solifluction se généralise. Dans ce « périglaciaire humide », le rôle essentiel revient à la neige aussi bien pour la solifluction que pour la gélifraction. Ainsi, sous climat semi-aride, à hiver rude de la basse Asie centrale, J. Tricart et A. Cailleux (1960-61, II, p. 5) signalent des éboulis de gravité passant progressivement vers le bas à une série de bourrelets et de loupes de solifluction, grâce à une matrice abondante.

Les larges banquettes de la Koudia apparaissent dans ce contexte de versants de solifluction. Leurs dimensions empêchent de les confondre avec les petits bourrelets et talus de la solifluction et nous venons de voir qu'elles ne semblent pas dues à des glissements « catastrophiques ». D'autre part, leur localisation au milieu des éboulis exclut aussi tout rapport avec des formes d'érosion nivale (niches de nivation). Sur ces versants d'éboulis et de solifluction, les banquettes constituent cependant des « anomalies » dans ces profils assez réguliers. D'ailleurs, de petites coulées de solifluction postérieures ont commencé cette régularisation, surtout pour la banquette inférieure et, avec une moindre intensité, pour la banquette supérieure. Pour la banquette inférieure, la forme originelle paraît assez difficile à reconstituer, mais pour l'autre, la présence d'un bourrelet en légère contre-pente, émergeant brutalement des limons, permet de penser que les limons ont lentement colmaté une alvéole à bourrelet morainique identique à celles du SE du SO du Tahat, de l'Issedjène, etc. Ces limons, en effet, ont pu ici être fournis par la matrice fine de l'éboulis en amont. Ces grandes banquettes seraient donc, dans l'ensemble, d'anciennes niches de névés en cours de comblement, d'abord par des limons, puis par des coulées de solifluction. Ceci n'est pas une simple hypothèse, puisque sur le flanc Nord du Serdjate juste au bas de l'éboulis existe une magnifique gouttière le long de la falaise. Elle est séparée du versant aval par un véritable talus dissymétrique qui est un bourrelet morainique typique et elle s'adosse directement

à un éboulis extrêmement raide. Cette niche n'a pas été remplie de limons ou de coulées de solifluction à cause de l'absence de particules fines dans cet éboulis.

Comme me l'a fait très aimablement remarqué A. Cailleux, les moraines de névés sont normalement plus inclinées sur le versant et n'ont pas cette ampleur. Pour atteindre un creux aussi accusé que sur le versant SO du Tahat, il faut admettre que le névé s'est installé dans un versant de solifluction par l'élimination d'un certain volume de particules fines. C'est le mécanisme décrit par J. Demangeot (1941) dans les Alpes pour les niches de nivation en terrain meuble. Celles-ci ont été « le lieu de perte de filets d'eau superficiels » avec « une évacuation du matériel fin par le fond de l'entonnoir d'où une tendance à l'affaissement à cet endroit ».

b) *L'étagement de ces banquettes selon deux niveaux très nets au SO du Tahat ou au NE du Serdjate pose le problème de l'âge de ces formes.* Les banquettes supérieures paraissent plus récentes parce qu'elles sont mieux conservées, mais cela peut tenir à une plus longue durée des névés au pied des fortes dénivellations et aussi à un moindre remblaiement à la base d'éboulis pauvres en limons. Mais il faut expliquer la forte dénivellation qui sépare les deux séries de formes sur une centaine de mètres. A l'Est du Serdjate, cette explication pourrait être structurale. En effet, lorsque l'on suit le versant vers le Sud, cette forte dénivellation fait place à 2 ou 3 corniches de basaltes déjà moins altérés que la série inférieure des trapps. La partie supérieure du versant de solifluction vient buter contre cette falaise et la solifluction reprend à son pied (des coulées de grosses dalles enrobées dans des limons descendent lentement vers le thalweg et sont reprises à l'aval par une ébauche de glacis). Vers le SE les coulées de solifluction sont essentiellement canalisées par un gros torrent le long duquel on peut relever la coupe de la fig. 70. Ceci montre très clairement la différence entre ces reliefs de la Koudia occidentale où le SE apparaît comme la zone la plus défavorisée dans l'évolution des versants et au contraire la Koudia orientale, où la suralimentation neigeuse y localisait les formes d'accumulation et de solifluction les plus spectaculaires.

Sur le versant Ouest du Serdjate, l'empâtement du versant paraît au contraire extrêmement épais et l'on retrouve pourtant l'étagement des formes :

— a) *Au SO (carte en couleurs n° 2)*, le haut replat qui entoure le Serdjate depuis la banquette supérieure du NE se poursuit à peu près à la même altitude (2 400 mètres). La haute corniche de phonolite qui le domine est taillée suivant une pente assez douce qui recoupe aussi les cendres au-dessous et même des coulées de phonolite plus minces. Le tout s'incline suivant un plan assez régulier à 30-35°. La phonolite est intensément fissurée par des fentes verticales (gélivation ancienne) qui donne un aspect de lames effilées aux interfluves encore rocheuses, ou bien des clochetons instables. Ce versant était presque arrivé à une régularisation parfaite. Vers le bas, le substratum rocheux est recouvert par un manteau assez épais d'éboulis enrobés dans des limons, qui s'accidentent de petites loupes ou de bourrelets de solifluction. Dans quelques couloirs quasi rectilignes, plus proches du couloir d'avalanche que du torrent classique, on remarque des traînées d'énormes blocs de 1 à 2 mètres de côté alors que les revêtements des pentes actuelles de solifluction ne présentent guère de dalles de plus de 0,5 mètre de côté. Or ces blocs semblent provenir du déchaussement de quartiers de roche parfois pesant plusieurs tonnes, qui sont enfouis en profondeur dans le revêtement des pentes. Les torrents actuels qui s'installent dans les couloirs les exhument, mais sont ensuite incapables de les déplacer. Or ce versant certainement ancien présente un très net replat à 100-120 mètres au-dessus du thalweg comme le montre la photo aérienne XVIII, XXIV n° 132.

b) *Vers le NO, ce haut replat s'interrompt brutalement* et trois gros torrents avivent la haute corniche phonolitique bordée par un simple éboulis de gravité assez important. Leurs entailles montrent sous les phonolites, des basaltes très altérés qui ne paraissent pas capables de donner un replat structural. Il ne semble pas que le replat puisse s'expliquer par la présence d'une roche dure, mais plutôt par une accumulation d'éboulis relativement importante ici. Mais on comprend mal alors pourquoi il disparaît vers le Nord Ouest, exposition particulièrement favorable à la gélifraction et à la solifluction. Au pied des éboulis apparaissent deux glacis emboîtés, l'un vers 35 à 40 mètres est recouvert d'un épais manteau de limon brun et de blocs (qui ne dépassent guère 20 à 30 cm) donnant de petits bourrelets de solifluction ; l'autre vers 6 à 8 mètres revêtu de limons et de très petits blocs est beaucoup plus développé et s'étend jusqu'au thalweg. Or le Serdjate est directement exposé aux vents d'Ouest dans l'échancrure entre Tahat et Ilamane et le rôle d'écran du Tahat vers le NO ne peut suffire à expliquer, semble-t-il, cette « lacune » dans les formes d'empâtement des versants. On peut penser à une destruction plus rapide ici à proximité du niveau de base le plus déprimé mais cette explication n'est pas convaincante et il est préférable de chercher des témoignages sur d'autres massifs.

3) *LES REPLATS D'ACCUMULATION.*

Le massif du Tamahagueni est cette longue échine orientée S-SO-N-NE qui domine tous les reliefs de l'Ouest et, comme le Tahat, reçoit de plein fouet les précipitations venues de l'Ouest sur les plaines du Hoggar.

Cette longue crête est formée de trois éléments réunis dans un même ensemble topographique :

— *Au Nord*, un appareil phonolitique en pain de sucre qui porte le point culminant (2 680 mètres) ;

— *Puis, séparée par une brèche* où descend un imposant cône d'éboulis, vient une haute coulée de phonolite longue d'environ 1 km.

— *Enfin au Sud,* une butte de trapps allongée arrive à peu près à la même altitude ; les coulées supérieures plus dures donnent des corniches superposées mais englobées dans un long talus d'éboulis.

Ce Tamahagueni a le grand avantage de montrer que, dans cet ensemble, seule la haute échine de phonolite est capable de donner des formes de versants très développées.

— Au Sud, après de longs versants d'éboulis, les trapps sont taillés en grands glacis, formes fragiles faute d'un revêtement de gros blocs. Le ravinement les entaille déjà vers le SO.

— Au Nord, les formes d'éboulis sont pratiquement absentes. On ne rencontre que des éboulis et des glacis étagés (fig. 73) de caractère tout à fait « banal ». Nous constatons comme au Serdjate une diminution paradoxale de la fragmentation et de la solifluction en exposition Nord au profit, ici, de formes de ruissellement. Mais cette anomalie peut ici s'expliquer peut-être par la présence d'un piton enraciné où la fragmentation est moins favorisée que sur les flancs d'une coulée perchée.

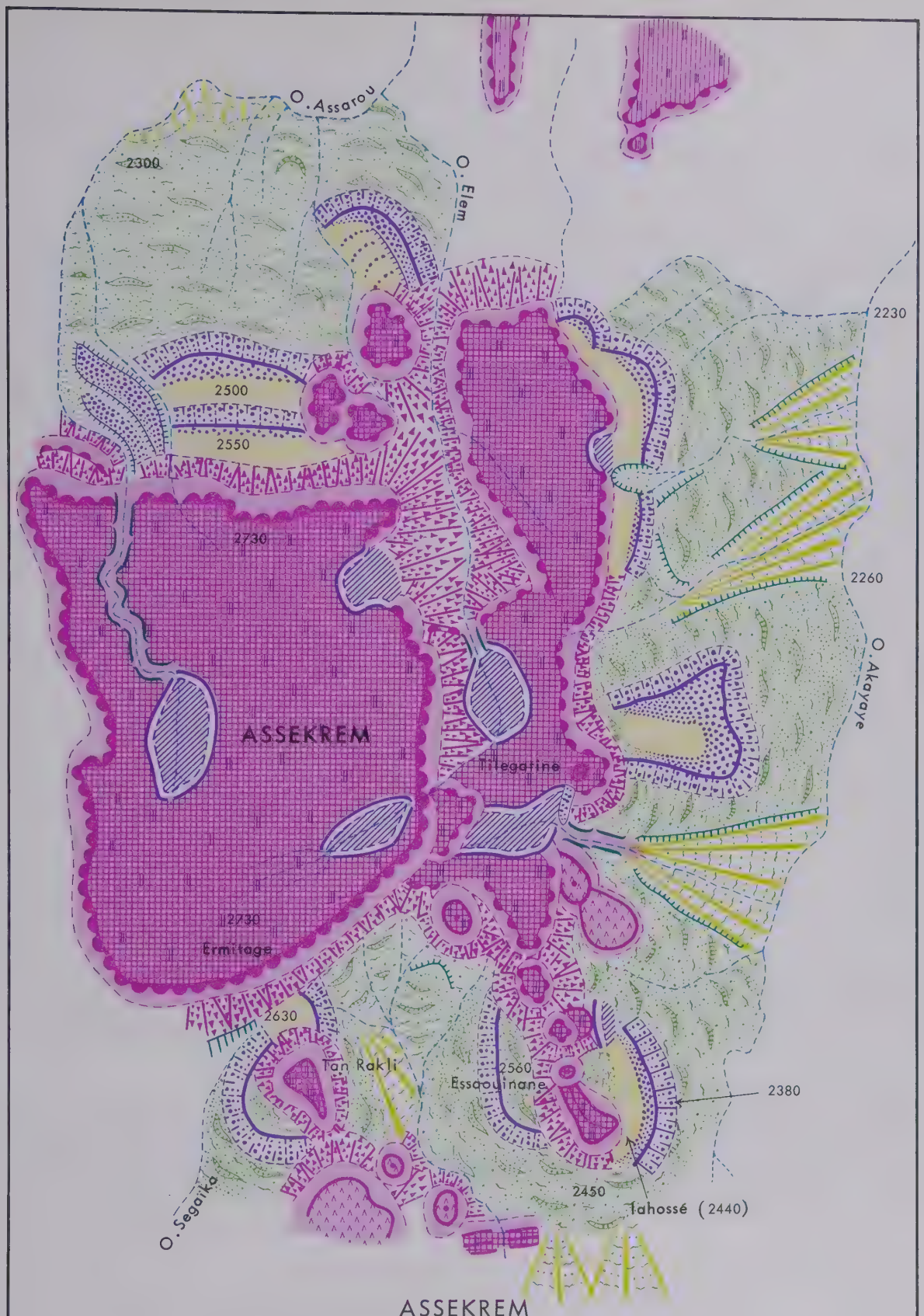
Le flanc Ouest de la longue échine phonolitique a été protégé contre l'érosion remontante par la résistance, à l'aval, des coulées inférieures plus dures des trapps qui s'étendent vers l'Ouest. Au contraire, son flanc oriental s'étale très largement sur plusieurs centaines de mètres de dénivellation vers le thalweg de l'O. Itedjarnine. Or, cette différence de développement n'est pas due, comme on pourrait le penser, à un ennoyage du flanc Ouest jusqu'à une pente d'équilibre au-delà de laquelle tout développement s'arrêterait automatiquement :

1) **A l'Ouest, en effet, sur plus de 200 mètres de versant le manteau de débris est extrêment réduit**. La haute coulée prismée est dégagée et surmonte un talus d'éboulis de gravité (40°) assez réduit (fig. 73). Ce talus forme un contraste brutal avec une dépression limoneuse à pellicule de petits blocs. Cette dépression atteint près de 300 mètres de large sur plus de 500 mètres de long ; tout l'écoulement venant de la falaise s'y rassemble en arrière d'un bourrelet d'énormes blocs pêle-mêle qui n'est franchi qu'en deux points. Ce bourrelet atteint une largeur de 20-25 mètres au moins et sa dénivellation au-dessus de la dépression longitudinale augmente vers le NE. Au contraire, au SO le bourrelet s'atténue pour disparaître quand le versant change d'orientation et la gouttière longitudinale disparaît avec lui. Cette dépression est aujourd'hui partiellement colmatée par des limons en arrière de ce très gros bourrelet. Les deux entailles dans le bourrelet montrent un empilement désordonné de très gros blocs qui ne peuvent venir que de la haute corniche dont ils sont séparés aujourd'hui par une bande de limons subhorizontaux large de près de 300 mètres. La dénivellation de ce bourrelet vers l'extérieur atteint près de 10 mètres. A son pied s'étalent de grands glacis recouverts de limons et de petits blocs (sur au moins 1-2 mètres d'épaisseur dans les entailles de ravines) ; ils se réunissent pour former une vallée extrêmement large à pente très faible vers l'Ouest.

2) **Sur le flanc Est, nous retrouvons exactement la même forme, mais avec une superficie plus que doublée**. La grande dépression limoneuse collecte les eaux descendues de la falaise qui ont bien du mal à trouver un exutoire vers le Sud dans un énorme bourrelet de blocs qui, ici aussi, s'abaisse vers le Sud. Vers l'extérieur, la pente de ce bourrelet est très forte : elle traduit l'existence d'un chaos désordonné de blocs énormes. Ceux-ci peu à peu se chargent en limons vers l'aval et on passe à un versant de solifluction. Dans ces éboulis plus limoneux prend naissance une niche de 100 mètres de long, de forme ovale, avec un fond essentiellement limoneux. Cette niche est ceinturée à l'extérieur par un bourrelet de gros blocs, en pente douce vers l'intérieur, mais très forte vers l'extérieur. Cette forme correspond tout à fait à ce que nous avons dit des « niches de nivation en terrain meuble » : c'est précisément là où le versant devient plus limoneux que cette niche apparaît [1]. Plus bas une autre niche, plus vaste, est aujourd'hui réduite à l'état de banquette limoneuse. Le versant de solifluction s'étale très largement à l'aval au point de repousser très fortement le petit O. Adjafasse vers le NE où il doit franchir en cascade et en gorges plusieurs corniches de basalte gris, moyennement altéré. Vers le Sud, ce versant est remanié par de vastes « glacis » où les dalles de phonolite sont posées à plat sur des revêtements très riches en limons et en pierres.

3) **Ces deux replats d'accumulation caractérisent le modelé du Tamahagueni**. Ils ont sans doute une origine identique qui pourrait être en partie structurale, du moins au Sud où, à la même hauteur, le petit O. Adjafasse rencontre des coulées basaltiques moyennement résistantes. Cette influence expliquerait l'ampleur de ce versant SE anormalement développé par rapport au NO, au pied

1. Cette explication par soutirage de limons paraît bien préférable à celle de J. Malaurie qui explique l'accumulation des blocs sur le bourrelet par un glissement des débris sur un cône de neige (thèse manuscrite). Lorsque ces blocs atteignent 1 à 2 mètres de côté et plusieurs tonnes, on voit mal comment ils pourraient glisser, même sur de la neige durcie.



ASSEKREM

Carte n° 4

Pour la légende se reporter à la carte n° 10

0 500 1000m

Les cotes d'altitudes indiquées ont surtout une valeur pour les altitudes relatives. Photos NF 31 XVIII-XXIV n° 135 - 136

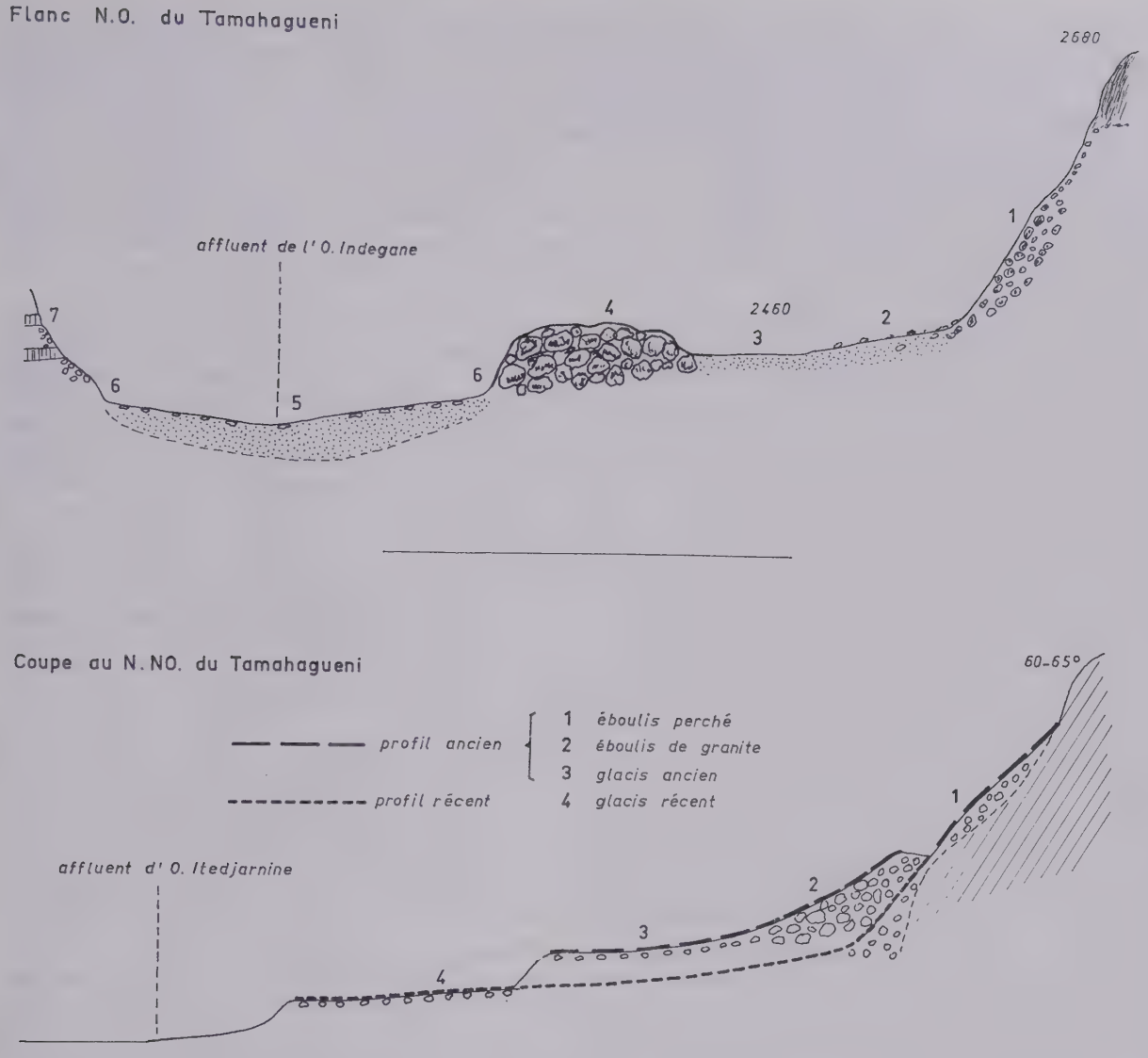


Fig. 73. — Modelé des versants Nord-Ouest et Nord-Nord-Ouest du Tamahagueni. Pour la coupe du haut : 1 - talus d'éboulis de gravité ; 2 - glacis à mince pellicule de petits blocs ; 3 - gouttière hydrographique à fond limoneux et écoulement indécis ; 4 - bourrelet d'énormes blocs en désordre formant barrage ; 5 - large vallée à fond plat, presque sans écoulement ; 6 - ressaut à l'amont des glacis ; 7 - collines à corniches basaltiques émoussées. Sur la coupe du bas : lire gravité au lieu de granite.

d'une arête exiguë où il est impossible d'invoquer la suralimentation neigeuse. La dénivellation beaucoup plus forte au Sud a pu y favoriser aussi l'action de la solifluction et par conséquent l'extension du versant. Mais ces causes n'expliquent pas la totalité de ces formes, en particulier les bourrelets qui bordent les replats. D'autre part, des replats semblables existent sur le pourtour de presque tous ces massifs phonolitiques, d'une façon trop systématique pour être structurale. Ils font penser à des *replats « goletz »*, liés à des sites préférentiels de dépôt de la neige, en fonction de phénomènes ondulatoires subis par les courants éoliens, en arrière de l'obstacle du Tamahagueni.

LES FLANCS NORD ET EST DE L'ASSEKREM :

Ici le haut replat prend une extension considérable, juste au pied de la haute falaise qu'il sépare ainsi de très longs versants de solifluction qui s'étalent parfois sur près de 2 km.

1) **Au Nord, ce replat, dédoublé, atteint une grande netteté** et s'étale brusquement au pied de la falaise et de ses éboulis de gravité (80-90 mètres de haut), sur une largeur d'une centaine

de mètres. Les éboulis font place à des débris fins et de très petits blocs sur une surface presque horizontale à 2 540-2 550 mètres. Puis les blocs réapparaissent avec des diamètres de 1 à 2 mètres au moins, créant un léger ressaut au-dessus d'un second replat beaucoup plus large (200 mètres environ), d'une planitude quasi parfaite, avec même, semble-t-il, une légère contre-pente vers le Sud. Ce replat se trouve à 2 500 mètres et il est bordé vers l'aval par de très gros blocs formant un talus si régulièrement parallèle aux courbes de niveau qu'on pourrait penser à une corniche totalement émoussée. Ici, encore, le doute est possible car à l'Ouest de l'O. Adarou, une coulée apparaît en contrebas de la grande falaise de l'Assekrem, à une altitude assez voisine de celle du replat. Cependant, cette coulée phonolitique toute hérissée de dalles verticales liées au gel ancien n'a pas du tout été recouverte par ses propres débris, ou par ceux de la haute falaise ; elle est taillée suivant un plan oblique qui est un versant d'érosion, sans corniche ni replat.

Au-delà de ces deux replats énigmatiques, le versant s'étend encore sur près de 2 km, entre 2 500 et 2 300 mètres (NF 31, XVIII - XXIV, n° 134). Il est accidenté de très nombreux ressauts, très rapprochés et très nets qui séparent de petites banquettes limoneuses, souvent couvertes de petites plaquettes débitées postérieurement par le gel à partir des énormes blocs des ressauts, et posées à plat. Dans les rares entailles de ravins, les coupes permettent d'observer une accumulation de gros blocs pêle-mêle enrobés de limons. Souvent on remarque, dans une même coupe, un certain tri par la pesanteur au sein d'une masse assez fluide : en effet, les blocs de 1-3 mètres de longueur se groupent sur le talus lui-même alors qu'en arrière la taille diminue (0,5 à 1 mètre). Ces ressauts sont donc des loupes de solifluction énormes mais classiques et toute origine structurale doit être écartée puisque ces nappes détritiques reposent sur des cendres ou même le socle altéré plus en aval. A 2 460, puis 2 400 mètres, les banquettes limoneuses sont encore assez larges, puis la pente s'accentue, les ressauts sont très rapprochés entre 2 400 et 2 300 mètres, donnant un versant très raide malgré un substratum de cendres. Les ressauts ont une forme en arc de cercle convexe vers l'aval et se relaient latéralement, mais ils sont parfois oblitérés par de grosses coulées d'énormes blocs parallèles à la pente. Par exemple, vers le NE, juste à l'Ouest de la lettre A sur la carte n° 4, on peut voir une de ces coulées de blocs, épaisse de 4-5 mètres, reposant directement sur le socle précambrien aplani.

2) **A l'Est, l'ampleur de ces formes étagées est encore plus nette**. Dès le NE, la haute corniche très gélivée est bordée par un replat perché à 100-120 mètres au-dessus des thalwegs et suivi par un petit oued parallèle à l'abrupt. En effet, le replat est ourlé vers l'aval par un bourrelet de gros blocs et de limons créant des contre-pentes très nettes. La coupe que l'on peut observer dans un ravin récent (fig. 75) permet de rejeter ici toute influence structurale car le replat est taillé dans un basalte noir extrêmement friable et altéré. La coupe apporte la preuve ici que ce haut replat s'est développé aux dépens d'un très long versant de solifluction accidenté de bourrelets, avec des blocs de plusieurs tonnes parvenus jusqu'à proximité du thalweg actuel [1]. En effet, ce versant si caractéristique se termine à l'amont en contrebas du replat, par un « fer à repasser ». Ce versant est entaillé par des ravins profonds de plusieurs dizaines de mètres et, à l'aval, il se termine à 20-25 mètres au-dessus du thalweg actuel.

Le bourrelet morainique qui borde le replat indique que cette gouttière au pied de la falaise a dû être occupée par un névé important, en position de suralimentation. Comme ce replat paraît postérieur au versant de solifluction, il semble bien ici aussi que le névé ait pris naissance au sein d'un versant de solifluction antérieur. Ce haut replat à 100-120 mètres au-dessus du thalweg, qu'on pourrait a priori interpréter comme un témoin d'une topographie très ancienne, est, en fait, dû à l'installation de névés qui ont tronqué la partie supérieure du versant de solifluction.

C. — CES VERSANTS PHONOLITIQUES CONSERVENT DE BELLES FORMES DE NIVATION

1) *LES TÉMOIGNAGES DE CES NÉVÉS SONT ICI EXTRÊMEMENT CARACTÉRISTIQUES SUR LES FLANCS DE L'ASSEKREM.*

Le plus bel exemple se situe au SE de l'Essaouinane où le haut replat, traversé par la piste, porte le nom d'Iahossé ou Tidoukal (carte en couleurs, n° 5). Il s'agit d'une large gouttière à fond limoneux presque sans exutoire sinon un écoulement très indécis vers le Sud alors qu'à l'Est se creuse la très profonde entaille de l'O. Akayaye à plus de 120 mètres en contrebas.

1. Tout à l'amont de l'O. Akayaye, la piste d'Idelès emprunte les replats de ce même versant de solifluction, comme paliers pour accéder au col (120 mètres de dénivellation). Toutes les coupes montrent d'énormes blocs de phonolite enrobés dans des limons bruns et reposant sur des basaltes altérés. Cependant, dans les 60 mètres supérieurs la pente se redresse, les replats disparaissent presque, tandis que des traînées de gros blocs apparaissent suivant la plus grande pente.

— *A l'Ouest, l'Essaouinane et les contreforts de l'Assekrem sont drapés d'éboulis de gravité* subactuels formés de blocs très gros, anguleux et très frais, dépourvus de toute matrice fine. Ils se distinguent nettement de plusieurs coulées de solifluction plus anciennes qui se sont avancées vers la gouttière limoneuse en la comblant partiellement. La plus spectaculaire de ces coulées descend légèrement au SE de l'Essaouinane avec une pente très faible et enrobe pourtant des blocs énormes, plus gros que ceux des éboulis actuels. La longueur de ces blocs dépasse souvent 2 mètres et s'oriente de façon très anarchique, parallèlement ou perpendiculairement à la pente, plongeant ou même relevant du nez et parfois même en position verticale. Les blocs sont enrobés (en profondeur du moins par suite du décapage superficiel) dans une matrice limoneuse brune extrêmement abondante. En surface tous les blocs sont fendillés par le gel et ont donné naissance à un reg très différencié de petits éclats. Cette coulée est certainement ancienne et a été remaniée à l'aval, où elle se termine par un talus brutal de blocs énormes, pêle-mêle, dépourvus de matrice. Entre ces blocs, on observe quelques pointements rocheux qui expliquent peut-être le brusque changement de la pente de cette coulée qui passe de quelques degrés à un talus à 35-40°. D'autres coulées de solifluction, sans doute plus récentes, s'avancent vers le NE, épargnant entre elles et la coulée plus ancienne, une gouttière qui remonte jusqu'à l'Essaouinane. La coulée de solifluction la plus récente ne contient que de petits blocs inférieurs à 50 cm, elle a une pente pourtant plus forte que la précédente et s'étale en lobe dans la gouttière sans être remaniée à l'aval. Ses blocs sont également plus frais que ceux de la coulée la plus ancienne. On a l'impression d'au moins deux phases de comblement de la gouttière.

— *A l'Est, la gouttière est bordée par un magnifique bourrelet (cf.* Pl. XI, fig. 2 et 3) haut de 10 à 15 mètres avec une contre-pente indiscutable. Parfois, ce « vallum » s'appuie sur des pointements rocheux au SE, mais ceux-ci ont été submergés sous d'énormes blocs de phonolite venus des falaises de l'Ouest et empilés pêle-mêle avec d'abondants limons bruns. D'une façon générale, ce bourrelet est constitué essentiellement d'éboulis, reposant sur des basaltes altérés rouges, bruns ou gris. Ceci est très net au NE et surtout au Sud. Ces basaltes profondément altérés en argile ne peuvent avoir eu d'influence sur le modelé. Or, ce « vallum » est une forme relativement ancienne, remaniée aussi bien à l'intérieur (où de petites plaques ont été étalées à son pied) qu'à l'extérieur où le soutirage par le ravinement a fait disparaître les blocs superficiels très patinés (*cf.* Pl. XI, fig. 3). On peut d'ailleurs voir ainsi des coupes de cette accumulation où des blocs atteignant jusqu'à 1,5 mètre de longueur sont disposés dans le plus complet désordre.

Cette association d'un bourrelet fermant la gouttière à l'Est par une véritable contre-pente et d'un versant Ouest en déséquilibre et remanié par des coulées de solifluction évoque l'idée d'un névé établi au pied de la falaise et ayant atteint une dimension remarquable.

— *Au Nord apparaît une forme d'érosion nivale :* l'éboulis qui descend de la haute corniche avec une pente régulièrement décroissante, s'interrompt brutalement pour faire place à une falaise rocheuse haute de 10 à 12 mètres. Cette falaise jouxte directement le fond plat limoneux de la gouttière sans aucun éboulis à son pied. Ici le « versant » en arrière du replat est rocheux, à la différence de tous les cas précédents. On retrouve ce même contact à angle droit entre paroi rocheuse et fond limoneux au Sud Est. Y. Guillien, après avoir regardé diverses photos de ces parois, m'a aimablement suggéré une comparaison avec le « mur » typique des niches de nivation du Labrador ou de Laponie. Il s'agit d'une forme d'érosion nivale, où le névé aménage sa niche en faisant reculer la paroi par gélifraction, tandis que les névés précédents n'ont fait que s'installer dans un éboulis en y aménageant une niche.

Existence de véritables niches de nivation : la haute vallée de l'O. Elem, juste à l'Est de ce grand versant oriental de l'Assekrem présente une forme typique de ces niches. Il s'agit d'une curieuse alvéole (NF 31 XVIII - XXIV, 136) presque ovale et verrouillée à l'aval par une gorge extrêmement étroite. Ses versants en pente assez douce entaillent selon un plan incliné, une épaisse coulée phonolitique. On peut penser que là, à 120 mètres en contrebas et à l'Est du plateau principal, un névé a pu se développer par suralimentation neigeuse et subsister par son exposition Nord (carte en couleurs n° 4). Cette alvéole dont le diamètre dépasse 300 mètres est tout à fait comparable aux « niches de nivation fossiles », situées à l'abri des vents d'Ouest et de SO qu'a décrites R. Raynal (1961, p. 536) sur les rebords Est et Nord des entablements volcaniques du Guilliz es Srhir dans le Moyen Atlas. Mais les niches du Moyen Atlas ne dépassent pas 15 à 30 mètres de largeur. Dans les deux cas, ces niches mordent dans la roche dure et sont des formes d'érosion. Cette observation nous permet d'expliquer aussi les alvéoles du Tassa n'Djena Nord, qui apparaissent comme des niches de nivation assez typiques

dans un tel contexte de névés [1]. Leur altitude plus faible (2 000-2 100 mètres) implique cependant la stagnation de névés à une altitude bien basse... R. Raynal explique la genèse de ces alvéoles par une action « nivo-karstique », l'usure chimique intervenant pour réduire en limons les fragments de roche volcanique accumulés dans les creux. Il ne faut pas oublier en effet que, sous le Tropique, l'enneigement peut très bien coexister avec une altération chimique saisonnière en été comme cela se produit encore à l'heure actuelle sur les sommets du Moyen Atlas. On rencontre aussi d'autres preuves du recul des corniches sous l'action ancienne des névés. Ainsi au flanc Est d'une mesa au Sud du « cirque » de l'Ilamane une magnifique encoche de nivation est conservée avec son bourrelet de tout petits blocs de 5-10 cm : c'est un exemple irréfutable de « niche de gélivation » (fig. 75).

CES NÉVÉS N'ONT PAS AMÉNAGÉ QUE DES NICHES MAIS PARFOIS DE VÉRITABLES VALLONS ÉVASÉS FERMÉS PAR UNE MORAINE.

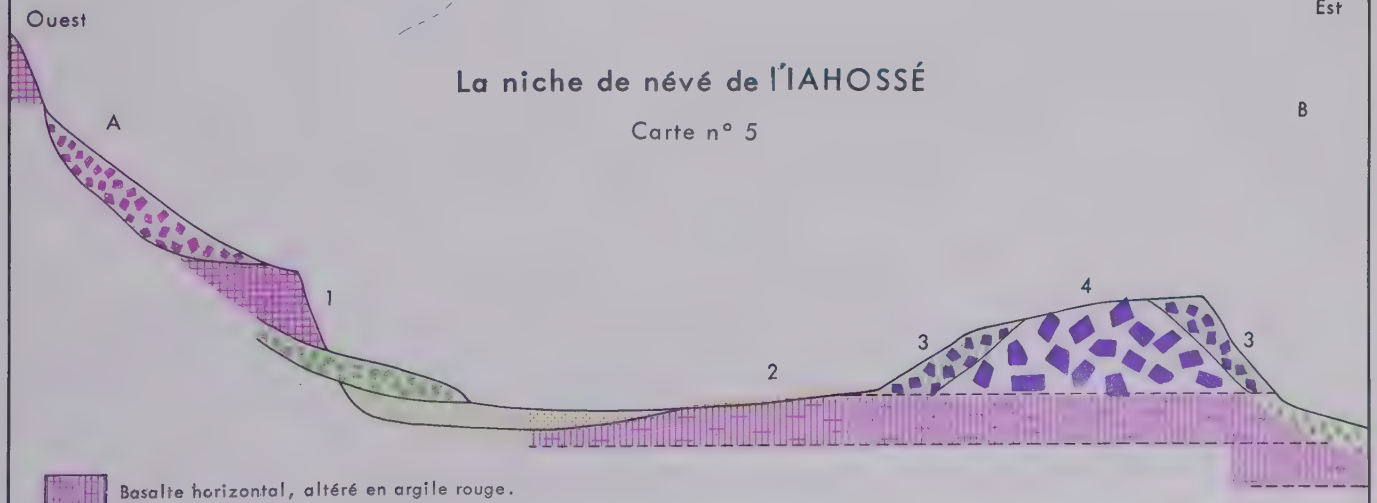
1) **Le plus bel exemple se trouve à l'E-NE de l'Ermitage :** juste au Sud de l'alvéole du haut O. Elem, une petite vallée Est-Ouest prend naissance au pied du talus de l'Assekrem proprement dit et traverse le gradin oriental dont elle adopte la pente très faible ; elle rejoint ensuite le haut de l'O. Akayaye par une « chute » sur une paroi rocheuse lisse de plus de 100 mètres de dénivellation (fig. 74). En amont de ce seuil structural, la section à pente faible est très évasée, enfoncée dans des roches tendres : basaltes altérés au Sud ou phonolite altérée en sol blanchâtre au Nord. La coupe de la figure n° 74 montre une nette rupture de pente sur tous les versants de cette section : en effet au pied des reliefs, les pentes douces sont identiques à celles de glacis d'érosion mais elles sont brusquement interrompues à 15-20 mètres au-dessus du thalweg par un talus raide parsemé de petites traînées de blocs sans rapport avec les traces d'écoulement des eaux. Au Nord, la phonolite altérée est entaillée en plan fortement incliné (environ 20-25°) couvert d'une pellicule de très petites plaquettes de phonolite (10-15 cm) posées à plat et sans trace de ravinement. Ce plan incliné recoupe aussi une coulée phonolitique plus dure à l'amont, qui, dans un modelé de glacis « classique » aurait dû donner une corniche. Cette alvéole rappelle nettement les niches de nivations précédentes ; le fond est d'ailleurs comblé par des limons épais et quelques petits blocs et ce remblaiement n'est entaillé que par une étroite rigole qui montre que le ravinement ne fait qu'apparaître ici. Ce qui est plus convaincant c'est la présence à l'aval de ce vallon évasé d'une sorte de « digue » de gros blocs de 1-2 mètres de côté, très anguleux, disposés dans le plus complet désordre et dépourvus de tout limon interstitiel. Ce bourrelet est dissymétrique, avec une pente forte vers l'amont (coupe de la fig. 74) et j'ai minutieusement vérifié qu'aucune barre structurale ne pouvait expliquer cet amas de blocs. Le terme de « moraine » me paraît parfaitement convenir ici, barrant à l'aval la vallée occupée par un névé assez important, perché à l'amont de la paroi rocheuse, comme un névé pyrénéen en miniature. La forme de cette moraine implique un certain déplacement des blocs sous la poussée du névé et par conséquent la présence d'un culot de glace [2]. En zone tempérée où la transformation de neige en glace exige au moins une épaisseur de neige de 30-40 mètres, cette hypothèse serait très invraisemblable. Mais A. Cailleux m'a amicalement signalé que, dans l'Antarctique, il avait observé des flaques de 100 mètres sur 30 qui, à sa grande surprise, étaient de minuscules langues de glace ; il pense que dans les montagnes intertropicales, où la diagénèse de la neige est très particulière, il n'est pas impossible que des « languettes de glace » puissent se former sans nécessiter une forte épaisseur de neige.

2) **A l'Ouest de la crête rocheuse qui sépare les flancs Nord et Est** (à l'Est de A sur la carte en couleurs n° 4) et au Sud du confluent des O. Assarou et Elem, un vallon évasé prend brusquement naissance au pied d'une paroi phonolitique haute de 25 mètres environ dont 12-15 mètres de corniche prismée reposant sur des cendres volcaniques. Malgré ces conditions très favorables à l'éboulement, le cône d'éboulis de gravité est très réduit au pied de la corniche et le versant raide jouxte brutalement une dépression limoneuse à fond plat d'environ 20 mètres de diamètre. Comme le montre la figure 74, cette petite alvéole interrompt une coulée phonolitique en pente vers le Nord et s'y enfonce jusque dans les projections volcaniques jaunâtres. Or, des blocs qui ne peuvent provenir que de la corniche forment une langue dissymétrique qui s'allonge vers le NO. Entre cette langue de blocs et le

1. Cette explication, si choquante a priori pour le lecteur, ne pouvait être avancée avant d'avoir prouvé l'existence de nombreux névés d'une taille assez appréciable ailleurs. La forme grossièrement ovale de ces alvéoles montre bien que le recul est indépendant de tout réseau hydrographique et lié essentiellement à un agent de désagrégation énergique capable de réduire toutes les pointes plus attaquées que les rentrants. Une telle désagrégation existe principalement sur les bordures d'un névé.

2. Un tel talus dissymétrique a parfois été mis en relation avec un simple glissement de blocs sur une plaque de neige passive, mais à condition que la pente soit très forte : plus de 25° d'après E. Watson (Two Nivation Cirques near Aberystwyth, Wales — *20th Int. Geog. Congress* — Symposium S 7 a). Or ce n'est certainement pas le cas ici.

Détail de la partie SE de la carte n° 4
(ASSEKREM)



La niche de névé de l'IAHOSSÉ

Carte n° 5

Basalte horizontal, altéré en argile rouge.

1 - Talus de la niche de nivation

2 - Petites plaques de phonolite à plat sur le basalte altéré

3 - Talus de blocs instables, non patinés

4 - Blocs gélivés à la surface du bourrelet

Pour la légende se reporter à la carte n° 10

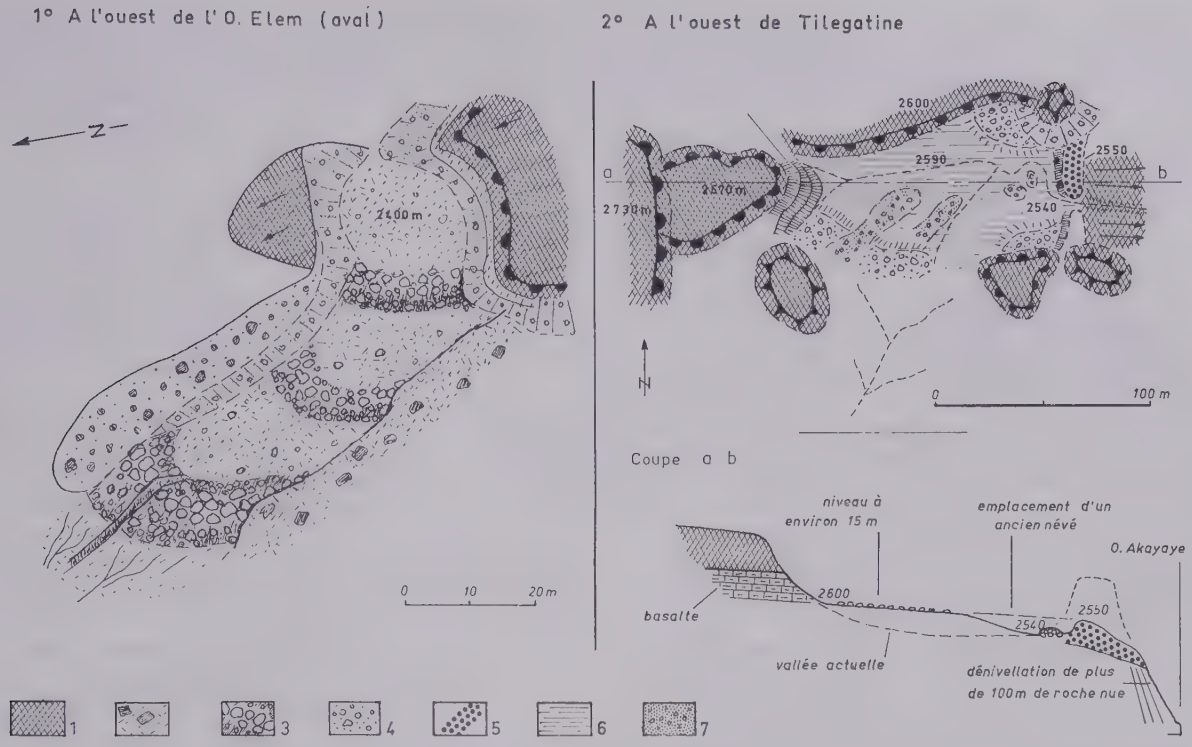


Fig. 74. — Les vallons évasés de l'Assekrem (O. Elem et Ouest de Tilegatine). Légende commune aux deux figures : 1 - affleurement des coulées phonolitiques ; 2 - matériel pyroclastique jonché de blocs anguleux ; 3 - bourrelets de blocs en désordre ; 4 - blocs anguleux enrobés dans une matrice fine empâtant les versants ; 5 - bourrelet morainique barrant le vallon (figure de droite) ; 6 - glacis en pente douce bordant le vallon (figure de droite) ; 7 - coulées de solifluction (figure de droite). La figure de droite est à rapprocher de la photo n° 1 (planche n° X).

versant de cendres, s'enfonce un vallon évasé profond de 10-15 mètres entièrement creusé dans les cendres volcaniques meubles. Ce vallon provient directement de l'alvéole supérieure et son modelé empêche de le considérer comme un angle mort entre la langue de blocs et le versant. Il est, en effet, accidenté de petits bourrelets transversaux de blocs de phonolite, donnant deux ressauts de 5 mètres environ, entre des « biefs » creusés dans les cendres. A l'aval, un bourrelet plus important et dissymétrique rappelle tout à fait la « moraine » ci-dessus. Sa pente vers l'extérieur est d'environ 30°. Il est percé par une toute petite gorge de l'exutoire actuel de ce vallon. Cette série de bourrelets reposant sur un fond « rocheux » ne peut pas être attribué à la solifluction et ici aussi, on pense à un névé allongé, capable de déplacer des blocs sur une faible distance horizontale. Ce névé est seulement à 2 400 mètres alors que le précédent était à près de 2 600 mètres. Cette altitude plus basse semble liée à une bonne alimentation directe (NO) et une exposition Nord.

D'AUTRES DÉPLACEMENTS PARAISSENT DUS A DES PETITS GLACIERS ROCHEUX :

1) **Sur la face Nord de l'Assekrem,** au débouché de l'O. Assarou hors du plateau, une énorme langue de blocs (de 1 à 3 mètres de long) en complet désordre dans une matrice fine, domine l'oued de 25-30 mètres sur sa rive droite (carte en couleurs n° 4). Dans l'intérieur de la concavité, entre ce bourrelet et l'oued, se loge un second bourrelet emboîté vers 10 mètres environ et certainement plus récent. Ces deux langues s'allongent sur plusieurs centaines de mètres et sont à une autre échelle que les petites coulées de solifluction parallèles à la pente. Elles sont directement liées à la vallée de l'O. Assarou qui a été ainsi ennoyée par deux fois. On remarque que vers l'amont, la langue de blocs la plus élevée est en relief de quelques mètres même au-dessus des replats les plus élevés et qu'elle monte jusqu'au pied de la falaise formée de deux puissantes corniches (2 540-2 630 et 2 630-2 730 mètres), à 2 550 mètres dans l'axe de la vallée. Là, elle disparaît car l'oued franchit les coulées massives par deux gorges successives. Mais à l'amont, l'O. Assarou prend naissance dans une alvéole de nivation moins nette que celle de l'O. Elem, mais bien visible sur le terrain. Il s'agit d'un vallon à pentes

extrêmement régulières recoupant des phonolites, presque sans couverture de blocs. La roche est intensément gélivée et quelques « pierres dressées » rompent parfois la perfection du modelé. Dans le fond, on constate un léger remblaiement surtout limoneux. Or, il y a une liaison évidente entre cet ancien névé et la langue de blocs énormes qui commence dès la sortie de la gorge. Doit-on penser à une solifluction simplement plus intense lors de la fonte des neiges, à l'aval de ce névé ? ou plutôt à des coulées boueuses nettement plus fluides de type méditerranéen ? Ou encore à la présence de lentilles de glace entre les blocs comme moteur de ce mouvement considérable ?

2) **Sur le flanc Est,** entre le haut replat du NE et celui du SE, il y a un hiatus lié en partie à la présence d'un appareil trachytique au Sud du Tilegatine :

Cet appareil de couleur jaunâtre tranche sur les phonolites sombres ; il est entouré par une enceinte presque détruite et pourtant à son pied, il n'y a pratiquement pas d'éboulis et la paroi rocheuse se continue très bas. En effet, les trachytes fournissent surtout de très petits éléments sous l'effet du gel (moins de 50 cm) et le ruissellement peut facilement les entraîner, comme au pied des basaltes : les grands revêtements de gros blocs sont bien la caractéristique des hautes mesas de phonolite [1].

Au contraire, au Nord du Tilegatine, le haut replat au pied des corniches de phonolite est remplacé par une grande langue qui s'avance au-dessus de la vallée avec une forme en fond de bateau (Pl. X, fig. 2). C'est une gouttière très évasée à fond limoneux et écoulement très indécis, bordée par un bourrelet léger de très gros blocs qui s'éboulent en talus extérieur. Ce talus domine les versants voisins de 10-15 mètres à l'amont et le thalweg à l'aval, de 50 à 60 mètres. Cette forme est assez difficile à expliquer. On peut émettre l'hypothèse qu'ici le névé au lieu de s'installer au pied de la falaise par soutirage des éléments fins, comme au NE et au SE, s'est développé de façon diffuse en lentilles de glace au sein de l'éboulis, entraînant l'apparition d'un petit glacier rocheux.

L'importance des névés au Nord et surtout a l'Est de l'Assekrem est certainement liée à la présence de la plus haute « table » de toute la Koudia. L'influence de la suralimentation neigeuse à l'Est est indéniable ; elle a laissé des traces à la surface même du plateau et sur celui du Zermezoug sous la forme d'un curieux modelé de petites rides parallèles (NF 31 XVIII - XXIV, 135-136). G. Viers m'a amicalement fait remarquer que ce modelé était caractéristique de l'empreinte nivale sur les « Pla » des Pyrénées balayées par le vent. La neige qui ne s'était pas accrochée dans des petites vallons a été redistribuée sur la bordure orientale. Or, cette redistribution implique une neige cristallisée, c'est-à-dire arrivée au sol au-dessous de 0° et maintenue à l'état de flocons individualisés jusqu'à la redistribution par le vent. Cette remarque permet de dire que les températures hivernales étaient donc assez basses. D'ailleurs, l'Est est, après le Nord, l'exposition la plus favorable pour le maintien du manteau neigeux, puisque le « soleil froid » matinal était moins efficace que celui de l'après-midi.

1) **Les replats d'accumulation sont les plus développés au Nord et à l'Est de l'Assekrem.** Il y a certainement une concordance entre les deux faits et l'action de névés au pied des hautes corniches a été la cause essentielle du développement de ces replats, à la fois par l'érosion de la falaise (niches de nivation) et par soutirage des particules fines à l'aval, donc tassement des éboulis. Si nous continuons le tour de l'Assekrem, ce haut replat se retrouve, bien moins développé, vers le SE dans la haute vallée de l'O. Tarhoumoute, à 100-120 mètres au-dessus du thalweg :

— *A l'Ouest et au NO de l'Essaouinane* où les éboulis actuels de l'aiguille viennent aboutir sur le replat ;
— *Au col de l'Assekrem* à une altitude plus élevée (2 600 à 2 630 contre 2 450 à l'Est et 2 500 à 2 550 au Nord). Les coupes de la piste permettent d'observer des blocs énormes en grand désordre, enrobés et même cimentés par des limons argileux, et reposant sur des basaltes altérés gris ou des cendres.
— *Sur la face Est du Tan Rakli* où ce manteau de gros blocs repose sur des projections blanchâtres meubles.

2) **Position de ce haut replat dans l'évolution générale des versants :** au NE, en contrebas de ce replat et du grand versant de solifluction, s'emboîte un grand glacis triangulaire, taillé dans les basaltes altérés et même dans le socle qui affleure dans un ravin à 2 250 mètres (fig. 75). Il est couvert d'un dallage régulier de plaques de phonolite, posées à plat sur les limons, qui semble l'immuniser presque complètement vis-à-vis du ruissellement. D'ailleurs la présence des limons si abondants fait penser à une mise en place de ce revêtement par une solifluction très fluide plutôt que par le ruissellement. Or, comme pour les glacis sur basalte altéré, on peut prouver ici que cette couverture n'est pas contemporaine du glacis.

En effet, à l'aval de ce glacis, sur la rive droite de l'O. Akayaye (suivant la piste chamelière) on observe une accumulation détritique qui paraît en rapport direct avec ce glacis. Sur les basaltes altérés, repose directement

1. Ainsi la haute vallée de l'O. Akayaye bordée à l'Est surtout par des appareils trachytiques est nettement dissymétrique ; à l'Ouest, les versants ont un développement considérable et des pentes complexes tandis qu'à l'Est des talus inclinés à 45° très réguliers et très courts font très vite place à des glacis sur les basaltes altérés dépourvus de protection.

un niveau de gros blocs dépourvus de matrice, puis vient un sol noir épais de 50 cm environ, puis 1 mètre de limons bruns et enfin de petits blocs enrobés dans les limons. Cette coupe rappelle tout à fait celles du colluvionnement des glacis en roche tendre basaltique ; elle montre qu'ici aussi le véritable dépôt corrélatif du glacis est un épandage de blocs sans doute dans une phase sèche ; la solifluction n'intervient qu'après une phase pédologique de stabilité.

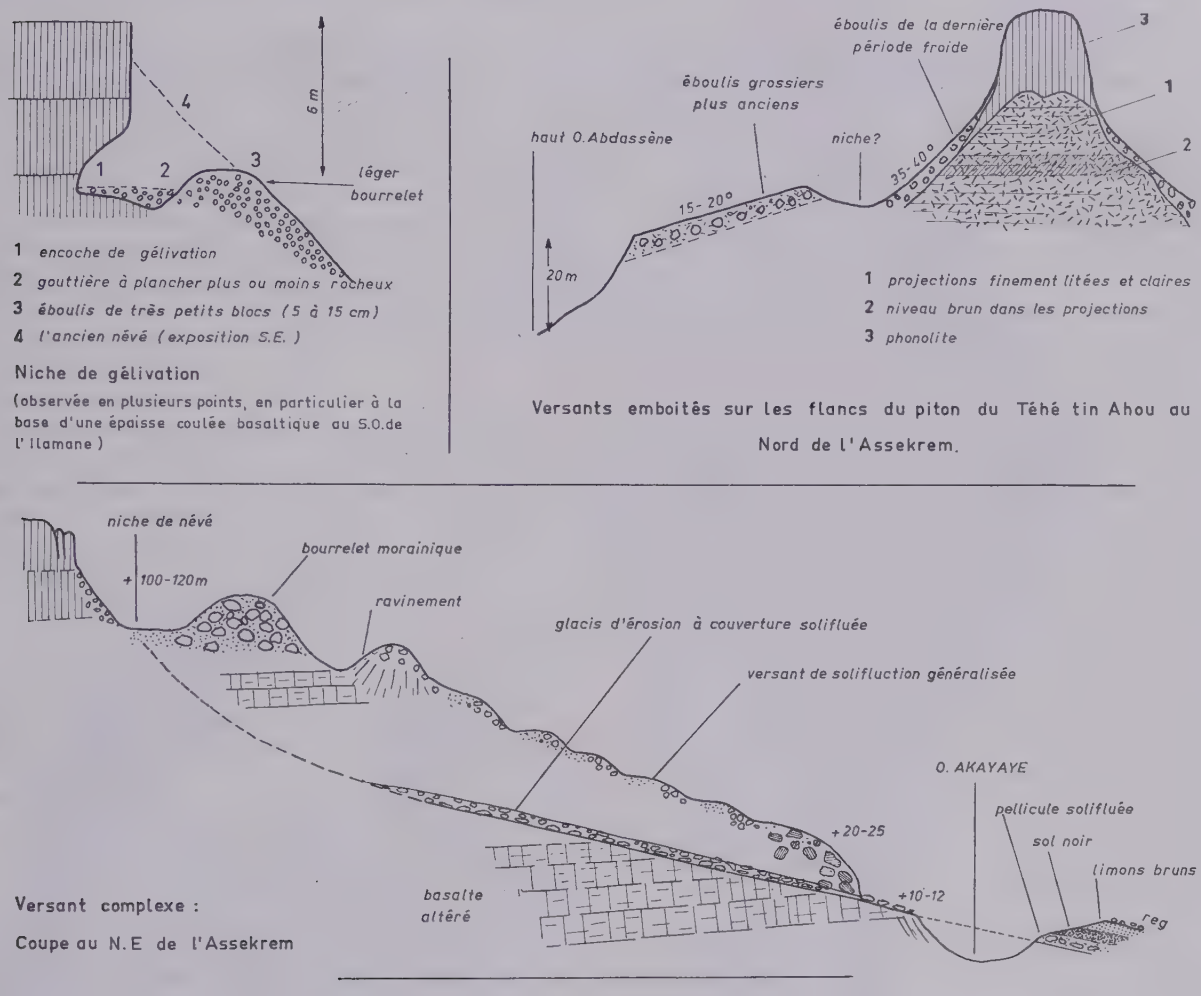


Fig. 75. — Quelques formes de versants « inactuels » dans la Koudia occidentale.

Or, ce grand glacis descend régulièrement jusqu'à 10-12 mètres au-dessus du thalweg où il est brutalement entaillé par l'oued. Il est repris également par un glacis plus récent à couverture de petits blocs. Tout paraît concorder pour le rapprocher des glacis « moyens » des régions basaltiques. Ainsi la formation du haut replat semble se situer entre le développement du grand versant de solifluction et le développement des glacis « moyens ». Mais l'état d'étonnante fraîcheur du haut replat, par exemple dans l'Iahossé, suggère que les niches ont pu être réoccupées à nouveau par des névés plus petits qui ont freiné l'empâtement par les coulées de solifluction [1].

1. L'extrême fraîcheur de ces niches de névé est surprenante et, a priori, on serait tenter de penser que la neige a subsisté là il y a quelques millénaires à peine, ou même quelques siècles (J. Hovermann a récemment émis l'hypothèse d'une petite glaciation historique, entre le XIII[e] et le XVII[e] siècle pour expliquer la fraîcheur des formes nivales d'Abyssinie). Pourtant les coulées de solifluction ont exigé un certain temps pour leur mise en place (elles doivent correspondre aux couvertures solifluées des glacis «moyens» et «récents»), et d'autre part, il ne faut pas oublier l'extrême lenteur de l'évolution morphologique dès qu'a disparu le manteau neigeux responsable de la gélifraction et de la solifluction. Aujourd'hui la fragmentation est extrêmement lente et le ruissellement entravé par l'obstacle des énormes blocs.

2) *LES HAUTES VALLÉES DE L'O. ELLÈLE ET DE SON AFFLUENT DE RIVE GAUCHE, L'O. AKENTERA FOURNISSENT UN GRAND NOMBRE D'ÉLÉMENTS POUR CE CLASSEMENT CHRONOLOGIQUE DES FORMES* (carte en couleurs nº 6) :

a) Lorsque l'on franchit le Téhé n'Tegad vers le Nord sur la piste chamelière Assekrem-Timesdelsine, on découvre le plus beau panorama de replats emboîtés de tout l'Atakor, dans le haut O. Akentera :

— *On arrive insensiblement sur un premier replat* qui descend en pente très douce depuis le col (2 400 mètres) jusqu'à 2 380 mètres. On remarque que ce replat d'accumulation (gros blocs et limons) se prolonge beaucoup plus loin vers le Nord en exposition Est qu'en exposition Ouest, grâce à la suralimentation neigeuse fournie jadis par le plateau de l'Ifedesène. Les hautes corniches phonolitiques également sont complètement empatées en exposition Est alors que des falaises de roche nue de 50 à 80 mètres de haut subsistent encore en exposition Ouest. Tout au Sud, au pied Nord du gros neck phonolitique, se creuse une magnifique niche de névé à fond limoneux et bourrelet morainique (NF 31-XVIII-XXIV, nº 161) d'une extrême fraîcheur. De cette niche part vers le bas un vallon évasé parallèle au versant et envahi par deux traînées parallèles de gros blocs en désordre, comme si le névé avait à une certaine époque débordé hors de la niche. Ce haut replat est limité vers l'aval par un talus escarpé de 20 à 25 mètres, formé de gros éboulis, creusé de petites niches de diamètre très modeste (10 à 20 mètres), à fond limoneux.

— *Plus bas d'autres replats paraissent plus anciens* ou du moins ont cessé de fonctionner depuis plus longtemps et ont été plus remaniés par les agents d'érosion ultérieurs. L'un vers 2 350-2 355 mètres n'apparaît qu'au SE le long du versant exposé à l'Ouest (contrairement au replat supérieur), comme si l'avantage de la suralimentation neigeuse avait moins joué à cette époque. Les limons sont très abondants, bruns, parfois encore surmontés d'un sol noir à la surface du replat. De grosses traînées de blocs en désordre et dépourvus de matrice traversent le replat parallèlement à la pente, depuis la haute corniche (la marche est rendue très pénible sur ces blocs instables). Ce replat est bordé par un talus de très gros blocs de phonolite mêlés à des blocs de basalte à prismes accolés provenant d'une coulée située sous les phonolites. Puis après ce talus de 10-15 mètres, s'étend un replat beaucoup plus vaste qui a dû correspondre à un véritable ennoyage de cette haute vallée, sans influence de l'exposition. Mais les gros blocs ici ont perdu en grande partie leur matrice fine par suite d'une érosion beaucoup plus ancienne. Parfois le substratum apparaît entre les blocs : ce sont des basaltes altérés et des cendres qui ne peuvent pas avoir influencé cette topographie. Ce replat a dû avoir la même origine que le replat supérieur, mais avec un développement bien plus considérable. Il est perché à 130 mètres au-dessus du thalweg actuel de l'O. Akentera (2 340-2 210 mètres) et tout le versant est encombré d'énormes blocs de phonolite et de basalte en cours d'éboulement, et dépourvus de tout liant limoneux. Cependant les ravins qui entaillent l'éboulis et même le socle sous-jacent à partir de l'O. Akentera, ont été envahis par des coulées de solifluction lors du Pluvial récent, ce qui prouve la relative ancienneté de cette érosion.

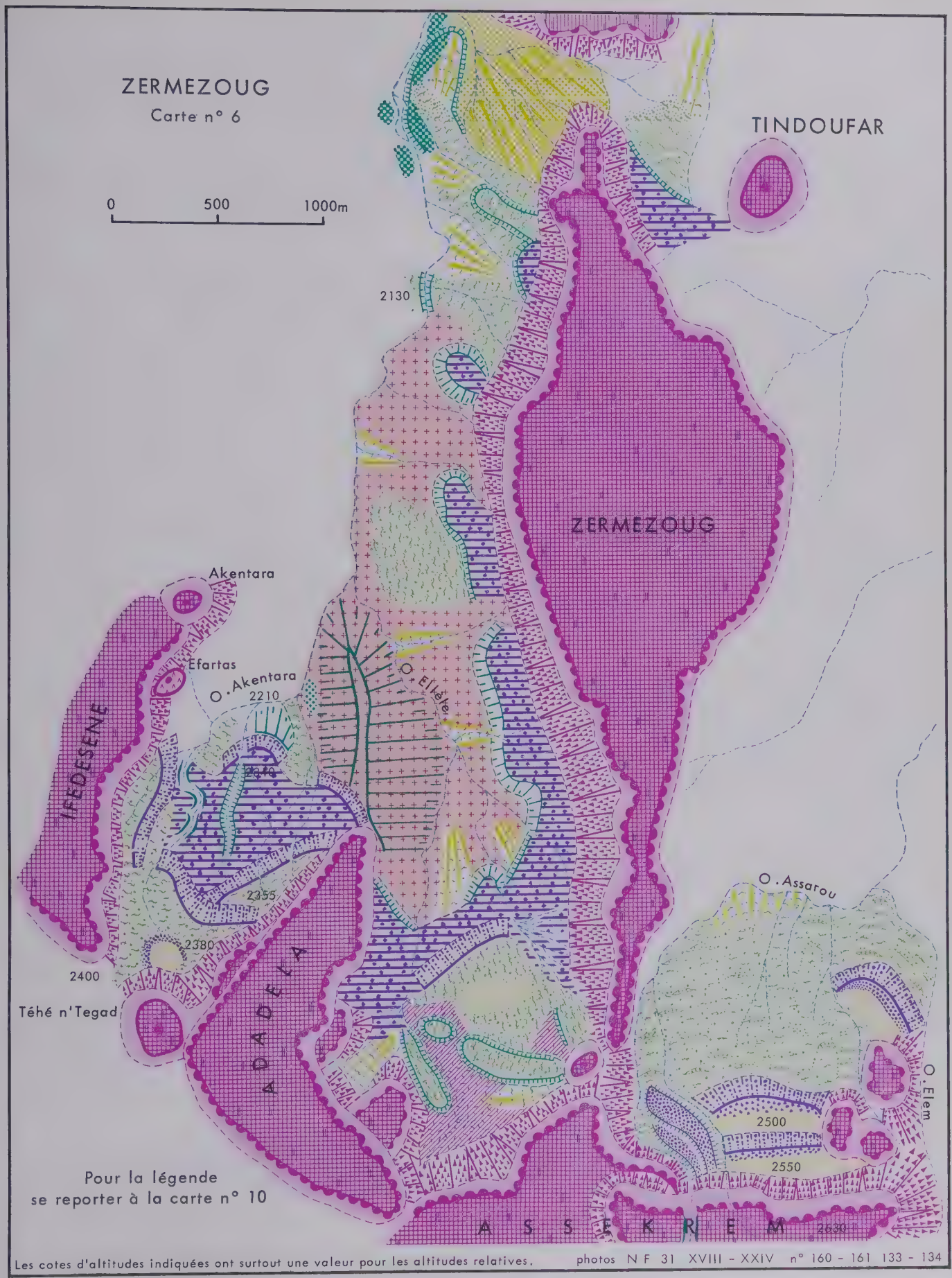
Il n'y a guère de dépôts dans la profonde entaille de l'O. Akentera, creusée dans les migmatites lit par lit, des filons de quartz et de pegmatites et des lentilles roses de granitisation. Dans l'étroite vallée, on aperçoit de petits lambeaux de la terrasse rougeâtre surmontés de limons bruns ou noirs enrobant des blocs de basalte et recouverts par des éboulis de migmatites subactuels. On peut seulement en conclure que ce replat est antérieur au glacis « moyen ».

Ainsi dans cette haute vallée épargnée par l'érosion verticale, les replats d'accumulation se sont superposés, le plus récent, avec ses formes fraîches recouvrant les autres. Le replat intermédiaire est mal individualisé et l'on peut retenir surtout deux périodes d'intense gélifraction et de solifluction liées à un manteau neigeux. Or, en aval où le creusement vertical s'est poursuivi de façon continue, au lieu de formes superposées, on rencontre des versants emboîtés plus propices à l'étude chronologique :

b) Sur la rive droite de l'O. Ellèle, au flanc occidental du Zermezoug, *un haut replat unique, perché à environ* 150 *mètres au-dessus du thalweg* peut se suivre tout le long de la corniche. Il subsiste à l'état de lambeaux : des blocs de plusieurs m^3 parfois, forment de hautes croupes isolées de la falaise par une gouttière où aboutissent les éboulis plus récents et plus petits. Ce haut replat s'appuie parfois sur une coulée basaltique horizontale située entre le socle et les phonolites et prend un caractère localement structural, mais le modelé en gouttière ne peut s'expliquer par la structure.

Puis de longs versants de solifluction, avec de très gros blocs en tous sens [1] formant des bourrelets

1. Dans la coulée de solifluction la plus au NO du Zermezoug, des dalles de phonolite de 1 à 1,5 mètre de longueur, enrobées dans des limons bruns, sont souvent verticales et débitées postérieurement en tout petits feuillets par le gel.



Les cotes d'altitudes indiquées ont surtout une valeur pour les altitudes relatives. photos N F 31 XVIII - XXIV n° 160 - 161 133 - 134

successifs, descendent depuis ce replat jusqu'à environ 20-30 mètres au-dessus du thalweg. Les lambeaux de ces versants ne sont conservés que sur les interfluves des torrents actuels, ce qui indique une certaine ancienneté. On peut ainsi observer de très belles coupes de ce manteau détritique : en amont du point d'eau (cote 2 130) une entaille de l'O. Ellèle sur 25 mètres montre :

— Une masse de limons bruns très abondants, enrobant des blocs atteignant 1 à 2 mètres de longueur parfois, forme le niveau supérieur soliflué, épais de quelques mètres. Ce revêtement a souvent été nettement consolidé par un ciment blanc sans doute calcareux.

— Au-dessus, on observe des limons homogènes, presque dépourvus de fragments de roche et de couleur très claire, puis, plus bas, colorés en brun à brun rouge, ils renferment des pierres de 10 à 15 cm. Leur épaisseur atteint 3 à 4 mètres.

Ce colluvionnement très fin prouve, ici aussi, que le manteau de gros blocs soliflués est nettement postérieur au façonnement du versant puisque la descente des blocs succède à une assez longue période d'altération limoneuse qui a préparé la matrice des coulées de solifluction.

Emboîtés en contrebas de ces versants de solifluction s'étalent de grands glacis triangulaires à profil quasi rectiligne. Ils sont couverts de dalles de phonolite plus petites et généralement posées à plat, en surface, sur les limons. Le plus septentrional de ces glacis triangulaires se continue vers l'aval par une haute terrasse perchée à 15 mètres environ au-dessus du thalweg et formée de gros blocs étalés en épandage dès que la vallée s'élargit au Nord du Zermezoug. Cet épandage comprend des galets ayant souvent un diamètre de 50 cm, emballés dans des limons bruns qui indiquent un écoulement encore très boueux. Il se caractérise par une pente faible et très régulière. Or, à la fin de cette période d'épandage, les blocs ont dépassé la compétence de l'écoulement et n'ont plus été déplacés. Le ruissellement a alors attaqué le socle de migmatites en bordure de l'épandage, entraînant la mise en relief de celui-ci. Ce plan incliné taillé dans le socle en contrebas du cône alluvial aboutit à l'aval à un colluvionnement de 1-1,5 mètre où l'on observe une succession de graviers et limons rougeâtres à petits lits de galets volcaniques anguleux (corrélative de ce « glacis ») puis de limons gris à graviers volcaniques passant à 40-80 cm de sol noir très humifère et enfin 20 cm de limons beiges contenant des gravillons qui indiquent la dernière phase subactuelle de reprise de l'érosion des sols à l'amont. Enfin l'entaille de 1-1,5 mètre marque la concentration du ruissellement sous le climat aride actuel. Ces observations sont très importantes car elles montrent :

— que, comme à l'Est de l'Assekrem, les grands glacis triangulaires antérieurs au dernier Pluvial, sont bien contemporains des glacis basaltiques « moyens ».

— qu'il y a un décalage entre les épandages de gros blocs dans les vallées, liés à des apports encore importants de la solifluction en amont et à des écoulements linéaires importants et d'autre part le développement des « glacis » ou « pédiments » sur le socle, liés à la phase plus sèche de disparition du couvert végétal avec ruissellement diffus. Tandis que les « glacis » ou « pédiments » correspondant à l'intervalle entre les deux derniers Pluviaux sont très limités à la bordure de l'épandage, vers l'aval de grands pédiments entièrement taillés dans le socle se développent sur des dizaines de mètres avec une grande perfection et aboutissent à la terrasse rougeâtre qui marque la dernière période d'évolution importante des versants cristallins.

Un peu en aval du confluent Ellèle-Akentera, on peut dire avec certitude que le glacis triangulaire est entaillé par un glacis plus récent à 3-4 mètres en contre-bas. Ce glacis se termine à l'aval par une terrasse haute de 2-3 mètres qui débute par un banc de blocs plus ou moins ferruginisés (contemporains de la formation du glacis), surmontés par un colluvionnement de limons pédologiques noirâtres et au-dessus par des limons bruns de la terrasse récente. Juste en amont du point d'eau (cote 2130), une très belle terrasse emboîtée dans un « glacis triangulaire » débute par de petits blocs de basalte et de socle mélangés avec des stratifications torrentielles soulignées en noir ou en rouille par des oxydes de fer et de manganèse. Ces dépôts sont recouverts par un épisode de galets « fluviatiles ». Ces galets se retrouvent en aval, au NO du Zermezoug, où ils forment une terrasse de 5-6 mètres emboîtée dans l'épandage lié aux glacis triangulaires. Cette terrasse récente renferme souvent des plaquettes de travertins de 20 cm d'épaisseur empilées sur 1-1,5 mètre, de couleur noirâtre et alvéolées ; en aval du point d'eau, ce travertin en dalle compacte recouvre la terrasse et même encroûte les lobes internes de petits méandres. Il semble lié à une phase d'écoulement lent et continu avec déjà une forte évaporation. Si l'on continue à suivre l'O. Ellèle au Nord du Zermezoug (piste chamelière), on remarque que très vite, cette terrasse récente se divise en deux épisodes :

— à la base un transport de gros blocs enrobés dans des limons bruns ;

— vers le haut de fines stratifications de sables basaltiques gris indiquant un déclin de la force du courant. Nous avons vu que, sur les glacis basaltiques, cette période de colluvionnement pédologique sur les glacis, de dépôts fins ou chimiques dans les vallées, marquait le maximum de chaque Pluvial.

3) *RAPPORT ENTRE LES NÉVÉS ET LES REPLATS D'ACCUMULATION.*

Témoins de l'existence de degrés, ou comme nous le montrerons plus loin (p. 467) peut-être de plusieurs phases dans la destruction des mesas phonolitiques, les replats font inévitablement penser aux replats « goletz » ou « d'altiplanation », dont ils seraient des ébauches. Cependant, ces replats ont une extension très limitée : ils n'atteignent une réelle perfection que dans trois vallées [1] orientées au Nord et encastrées entre les seules véritables « tables » qui ont fourni un surcroît de neige par la déflation sur les plateaux. L'Atakor s'est donc trouvé à la limite des conditions favorables à ce genre de modelé (climat continental à hivers froids). Mais les flancs du Tamahagueni, du Serdjate et l'Est de l'Assekrem fournissent des stades intermédiaires entre la simple niche de névé et le replat d'accumulation. Il semble que le replat d'accumulation apparaisse quand la quantité de neige est suffisante pour permettre l'existence d'un névé continu empâtant la base de la falaise sur toute sa longueur et non pas seulement en quelques points favorables. L'étude de la vallée de l'O. Akentera permet de dire que ces névés ont été beaucoup plus étendus (à la fois aux versants au vent et sous le vent) lors du Pluvial le plus ancien, mais se sont limités à la seule position sous le vent lors du Pluvial le plus récent. Cet appoint de la suralimentation nécessaire lors du Pluvial récent, prouve que l'enneigement était alors nettement moins important, même à cette altitude (2 300-2 400 mètres).

Cet empâtement des versants a d'autre part été limité par la tendance très nette au creusement vertical dans toutes les vallées. Il n'a triomphé de l'écoulement linéaire que dans les hautes vallées entièrement entourées de corniches phonolitiques. Dès que l'apport a été unilatéral (moyenne vallée de l'O. Ellèle), le creusement l'a emporté donnant des formes emboîtées, si utiles pour l'étude chronologique, et entraînant les blocs vers l'aval le long de terrasses emboîtées qui diminuent rapidement en importance. L'étude chronologique appelle deux remarques :

— Dans l'O. Ellèle, le haut replat paraît antérieur au versant de solifluction alors qu'à l'Est de l'Assekrem il nous a paru tronquer ce même versant. Cette contradiction apparente peut s'expliquer par la réinstallation de névés sur ce replat à chaque période pluviale : le replat peut très bien être antérieur au versant de solifluction et avoir été réoccupé par un névé postérieur ayant érodé le versant.

— Les phases d'évolution des versants phonolitiques ont été de moins en moins fortes, tandis que les périodes d'aménagement des pentes en roche cristalline, décalées vers le maximum sec ont connu un développement assez remarquable avant la période des « grands glacis triangulaires », en liaison avec la terrasse rougeâtre.

D. — MORAINES ET GLACIER ROCHEUX DU FLANC NORD DU TAHAT

1) *UNE AMPLIFICATION DES FORMES NIVALES :*

Tandis que le flanc Est du Tahat ne présente guère de formes originales [2] le flanc nord apporte encore d'autres confirmations de ces influences nivales sur le modelé :

a) Ce versant qui s'étale jusqu'a 2,5 km a vol d'oiseau depuis la pointe Nord du Tahat présente une morphologie de replats d'accumulation assez nette. Ainsi au N-NE, un grand versant rectiligne garde une pente régulière de 30° depuis les hautes corniches émoussées jusqu'à la base de l'éboulis. Or, à son pied, débute brusquement, un replat limoneux large de plus d'une centaine de mètres, encombré de traînées de blocs dessinant des lobes convexes vers l'aval, (plus visibles du haut de la falaise que de près). Vers l'aval, ce replat est limité par un talus d'énormes blocs, comme au Nord de l'Assekrem ou dans l'O. Akentera, mais vers l'Est, ce talus se transforme progressivement en véritable bourrelet, haut de 25-30 mètres créant ainsi une gouttière entre l'éboulis et lui. Cette forme très fraiche présente donc toute la transition entre un replat d'accumulation à l'Ouest et la niche à bourrelet morainique la plus importante de la Koudia à l'Est : la liaison entre ces deux types de formes paraît bien nette ici.

En aval, le versant descend en pente douce, avec de petits bourrelets successifs séparés par de petites banquettes plus limoneuses. Ces banquettes nombreuses disparaissent à quelques centaines de mètres en aval et un second talus apparaît qui va en se dédoublant vers l'Ouest, en deux talus d'une

1. L'O. Assarou, l'O. Akentera et aussi la haute vallée de l'O. Ellèle que je n'ai pas pu étudier en détail, mais les photos aériennes montrent nettement la même morphologie que dans les deux vallées voisines.

2. Excepté quelques petites niches de névé (20 à 30 mètres de diamètre) au sein des éboulis et vers le NE, quelques traînées de blocs énormes (jusqu'à plus de 5 mètres de côté) légèrement en relief sur un versant à 35° environ.

quinzaine de mètres séparés par une longue banquette où les dalles de phonolite reposent à plat sur les limons. Ce talus entre 2 310-2 350 mètres paraît limiter à l'aval un second replat d'accumulation plus ancien que le premier et envahi par la solifluction postérieure. Plus en aval, sur plusieurs centaines de mètres encore, la pente s'adoucit à nouveau avec des talus convexes vers l'aval et de larges banquettes. Elle s'accentue de nouveau à l'approche d'un talus de 30-40 mètres qui est atteint actuellement par la reprise d'érosion des oueds enfoncés dans le socle sous-jacent : ce versant nettement perché est donc une forme ancienne en cours de destruction.

La mesa 2 290 (carte en couleurs nº 7) a été en grande partie submergée par de gros blocs de phonolite qui jonchent encore le basalte altéré. Or juste à l'Ouest de cette mesa, le versant est couvert de blocs (de la taille d'un petit camion parfois !) dans le plus grand désordre. On voit mal comment la solifluction aurait pu les transporter sur près de 1,5 km depuis le Tahat. On ne peut guère concevoir également que ces blocs jalonnent un stade très ancien, antérieur au recul de la corniche, quand on voit le rôle de la gélifraction postérieure qui tend à les détruire progressivement. Or ces blocs gigantesques se raccordent par des éboulis de blocs de 3 à 3,5 mètres parfois à la partie inférieure de curieuses formes morainiques.

b) La série de moraines latérales au N-NO du Tahat. Elles sont particulièrement visibles sur la photo XVIII-XXIV, nº 163 et se succèdent sur plus de 1 500 mètres en petites crêtes successives à la manière de chenilles processionnaires. Ces crêtes ont de 15 à 25 mètres de hauteur relative et une pente systématiquement plus forte (35 à 40°) vers l'intérieur du lobe que vers l'extérieur. A l'amont, la jonction est encore très nette entre ces petites crêtes et un très ancien éboulis de la face Ouest. On voit très nettement au sol que le bourrelet morainique, continu à l'origine, a été morcelé par des entailles récentes de l'érosion venues du bassin de Tagnert situé à près de 500 mètres en contrebas :

1) **Ces entailles ont le grand intérêt de permettre de vérifier que les blocs de 1 à plus de 2 mètres de diamètre qui s'empilent dans le plus grand désordre à la surface de ces petites crêtes, se continuent bien dans la masse** et que cette forme est réellement une forme d'accumulation. J'en ai très longtemps douté tant ces crêtes ressemblent à de petites chaînes pseudo-appalachiennes jusqu'au jour où, en compagnie de J. Boissonnas, j'ai pu le vérifier dans chaque coupure de l'érosion. En particulier dans l'entaille cotée 2460, on constate que la moraine repose sur un granite très altéré, blanchâtre et que le bourrelet détritique atteint 10-15 mètres d'épaisseur. Entre les cotes 2 460 et 2 420, le bourrelet atteint une vingtaine de mètres de haut, formé d'un enchevêtrement de très gros blocs souvent verticaux sur le bord intérieur de ce bourrelet. Dans la coupe à la cote 2 420, la moraine repose sur une coulée basaltique altérée et horizontale que l'on suit très bien à mi-pente dans les éboulis vers l'extérieur : le bourrelet de gros blocs est posé sur cette coulée horizontale de basalte. Vers l'aval, les entailles ne sont pas assez profondes pour laisser voir le substratum de la moraine et les petites crêtes sont d'ailleurs moins nettes. Dans l'intérieur du lobe entouré par ces petites crêtes, on observe une très grande abondance de limons bruns (légèrement ravinés aujourd'hui) qui remplissent l'alvéole jusqu'au pied de la très haute falaise (400 mètres de dénivellation). Dans ce bas-fond les gros blocs se groupent en 4 ou 5 trainées longitudinales, parallèlement à la moraine extérieure et s'incurvant comme elle, vers le Nord. Ces trainées de blocs sont nettement en relief au-dessus des limons et paraissent se raccorder à l'amont à un éboulis très raide, extrêmement instable et dangereux, le seul, dans l'Atakor que l'on puisse comparer aux « pierriers » alpins. La fraîcheur de toutes ces formes est étonnante et la seule modification est apportée par l'irruption du ravinement venu de l'Ouest à travers la moraine dans cette petite dépression limoneuse presque fermée.

2) **Cette topographie n'a aucun rapport avec la structure,** comme nous venons de le voir. D'autre part, son orientation vers le Nord est en opposition avec la logique du réseau hydrographique orienté de plus en plus vers le niveau si déprimé du bassin de Tagnert à l'Ouest. Au contraire cette extension vers le Nord semble facilement explicable par le développement démesuré d'un névé, au pied du plus haut massif de la Koudia, particulièrement bien alimenté directement par l'Ouest et protégé contre l'insolation par son orientation au Nord : le névé aurait repoussé ses éboulis selon la direction de moindre fusion vers l'Ouest et surtout le Nord. Or, cette alvéole ne se distingue pas seulement de toutes les autres, par sa dimension considérable, mais aussi par des preuves irréfutables de poussées : très nette dissymétrie de la moraine, abondance des blocs verticaux vers l'intérieur du bourrelet, etc. Or, cette poussée implique obligatoirement la présence d'une langue de glace. Étant donné l'ampleur de l'alvéole, une épaisseur de 30 à 40 mètres de neige ne paraît pas impossible ici, elle pourrait être comparable à ces cônes de glace « plaqués contre une paroi rocheuse en pente raide » que l'on rencontre « dans les montagnes sèches de type alpin » (A. Cailleux et J. Tricart, 1958, p. 44) et qui se situent déjà à la limite des neiges permanentes. On peut minimiser l'importance du manteau neigeux nécessaire en remarquant que sous la latitude du Tropique, de fortes oscillations thermiques en été peuvent

entraîner très rapidement la transformation en glace de la neige de l'hiver précédent. C'est ce qu'on observe par exemple dans les Andes de Santiago à l'heure actuelle vers 4 000 mètres. Des chutes de neige poudreuse importantes mais espacées tombent en hiver et au printemps et sont vite transformées en glace durant l'été chaud et sec avec des températures diurnes de 10-15° et de — 3° la nuit (L. Lliboutry, A.I.H.S., n° 54). Ce névé « malgré sa fusion superficielle aux heures chaudes, peut encore supporter le poids d'un homme à pied » et par conséquent aussi celui de certains blocs en cours de transport. D'ailleurs, L. Lliboutry indique que là où le gel ne dure pas jusqu'à l'hiver suivant, les « pénitents » typiques de ce genre de manteau neigeux fondent progressivement en laissant des traces caractéristiques : « une pente formée de banquettes, semblables aux gradins d'un escalier ». En effet, les éboulis se détachant précisément pendant l'été, roulent et s'arrêtent sur les niveaux étagés de pénitents en cours de fusion.

Or juste à l'Ouest de la moraine, les pentes NO du Tahat sont formées d'une succession de grandes banquettes d'abord assez étriquées entre de gros bourrelets, puis de plus en plus larges (50 à 100 mètres) vers le bas avec des talus minces et incomplets, jusque vers 2 100 mètres. En effet, il y a convergence de faciès entre les banquettes de ce type décrites par L. Lliboutry et les dépôts de solifluction car le gel estival dans les Andes de Santiago fournit d'énormes masses d'éboulis qui viennent s'ajouter à « une altération jusqu'au stade de limons » (p. 274) à cause des températures diurnes. D'où un mélange d'éboulis et de « limons » qui ne rappelle en rien les caillasses des Alpes, formées exclusivement de cailloux délavés par les averses » (p. 276).

Cette diagenèse particulière de la neige et ces banquettes de pénitents, liées à un climat méditerranéen de haute montagne correspondent bien à ce milieu géomorphologique à hivers frais et pluvieux que nous retrouvons depuis le début de cette étude de la Koudia.

2) *LE GLACIER ROCHEUX DU HAUT O. KALA TASSET :* vers l'aval, la moraine perd de plus en plus sa netteté au niveau du talus bordant le deuxième replat. Elle est même absente tout au Nord, où un plan incliné très régulier, couvert de dalles posées à plat, descend lentement vers le Nord. D'après une coupe de ravin (fig. 76), ce plan est lié à des coulées de solifluction à matrice brune, avec, dans les angles morts, des sols marécageux compacts noirs ou gris, contenant de toute petites plaquettes de phonolite. Ce sol récent paraît lié au dernier Pluvial. Or ces coulées de solifluction recoupent en discordance une argile grise très compacte avec quelques gros blocs isolés qui pourrait encore appartenir au fond de l'ancienne langue de glace. Sans pouvoir être absolument sûr, on peut affirmer que cette moraine, pourtant d'allure si fraîche, a été tronquée à sa partie Nord :

Or a cet endroit précis, prend naissance une coulée de gros blocs à bordure extrêmement nette et se terminant en lobe parfaitement régulier qu'on pourrait prendre, de loin, pour une coulée volcanique (NF 31, XVIII, XXIV, n° 164). Un examen minutieux sur le terrain permet d'affirmer que l'ensemble de cette « coulée » est formé de blocs et de limons descendus sur près de 800 mètres le long de la vallée du haut O. Kala Tasset dont elle épouse la forme coudée (*Cf.* photo Pl. XII, fig. 2). Le lobe aval a même repoussé vers l'Est le torrent principal. Mais ce lobe est limité par un véritable « front » extrêmement raide avec des blocs parfois verticaux (*Cf.* photo Pl. XII, fig. 3). Cette bordure convexe a 6 à 8 mètres de haut et son talus convexe de blocs empilés contraste avec les pentes faibles du pourtour, couvertes de limons bruns et de petits fragments de phonolite posés à plat. Ce contact est d'une fraîcheur surprenante et d'une raideur incompatible avec une coulée boueuse ou même une lente solifluction :

1) **La surface de la « coulée »** est modelée en une série de ressauts dus à des blocs atteignant 1-2 ou même exceptionnellement 3 mètres de côté, parfaitement anguleux et disposés pêle-mêle, parallèlement ou perpendiculairement à la pente ou même souvent verticaux. Ces ressauts séparent un certain nombre de petits replats de limons ou de tout petits blocs enrobés dans des limons. Or les ressauts de gros blocs ne présentent pas la convexité vers l'aval qui serait normale sur une coulée de solifluction. Au contraire, ils enveloppent plutôt les replats limoneux d'un demi-cercle à concavité orientée vers l'aval. Ces ressauts et ces replats se succèdent à quelques mètres seulement et se disposent irrégulièrement à la surface de la coulée. Cependant, vers l'amont, à partir du coude, la disposition change : les blocs dessinent alors de petits lobes qui s'allongent dans le sens de la pente jusqu'à donner des traînées parallèles de gros blocs séparées par des « couloirs » de blocs plus petits.

2) **La pente de cette « coulée »** est d'environ 10 % (80 mètres pour 800 de longueur). Cette langue de blocs phonolitiques est étroitement encaissée dans une vallée en berceau entièrement taillée dans le socle, mais elle a déjà subi une certaine inversion de relief car deux ravins s'enfoncent dans le socle plus ou moins altéré, parallèlement à ses bordures, comme dans le cas d'une coulée volcanique. Le ravin septentrional s'enfonce ainsi de 10 à 15 mètres à l'aval à 30-35 mètres à l'amont, ce qui

suppose une relative ancienneté de cette « coulée » [1]. Or ces ravins permettent de constater que l'épaisseur de la formation est assez irrégulière allant de quelques mètres à près d'une trentaine et que la plus forte épaisseur est systématiquement au pied du versant exposé au Nord comme le montre la coupe au niveau du coude (fig. 76).

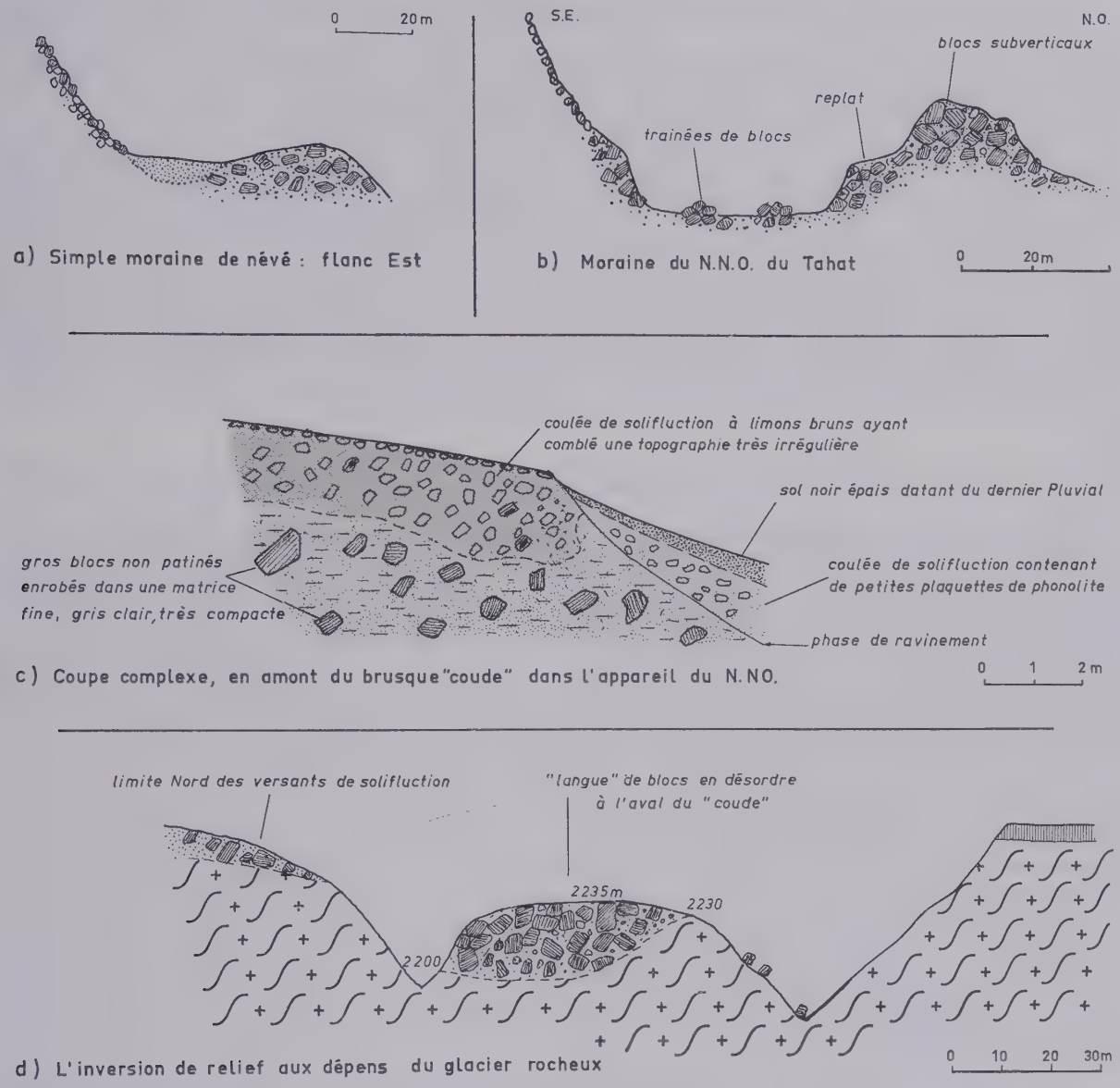


Fig. 76. — Quelques coupes de détail des moraines du Tahat.

Ici la preuve d'un assez long transport est indéniable : des blocs de phonolite de 1 à 3 mètres de longueur ont été charriés dans une vallée creusée dans un granite désagrégé, incapable de fournir des éléments grossiers. On pourrait, évidemment, suggérer que ces blocs se sont éboulés, depuis les pentes

1. Ceci est confirmé par l'existence, à l'aval du lobe, de deux systèmes de terrasses qui paraissent légèrement postérieures :
— une haute terrasse assez érodée, comprenant des blocs de phonolite de 20 à 50 cm, dépourvus de matrice fine et reposant sur un replat rocheux vers 7 à 8 mètres à l'amont, vers 15 à 18 mètres à 1 ou 2 km en aval dans l'O. Kala Tasset.
— une basse terrasse vers 2 à 4 mètres, présente un faciès nettement torrentiel avec des chenaux de gros blocs et très peu d'éléments fins, en liaison avec des replats rocheux où des blocs volcaniques allogènes s'éparpillent sur la roche altérée. Un mince sol noir surmonte parfois cette terrasse.

antérieures, dans l'entaille de l'O. Kala Tasset (20 à 40 mètres) avec un déplacement minime. Mais dans ce cas, les blocs auraient perdu leur matrice limoneuse et surtout l'ensemble n'aurait pas ce modelé si frappant par son homogénéité. La comparaison à laquelle on pense plutôt est celle d'un glacier rocheux, comparable à ceux de l'Atlas marocain ou des Alpes du Sud. Cette coulée en a en effet tous les caractères :

— *sa forme de langue si nettement individualisée* avec ses fortes pentes latérales et son bourrelet frontal convexe ;

— *sa faible inclinaison* (10 %). Dans les phonolites d'Auvergne, les glaciers rocheux ont des pentes longitudinales de moins de 24° à l'amont à 6-7° à l'aval (M. Derruau).

— *la grande épaisseur de blocs* entre lesquels se localisait la glace ;

— *enfin, des franges de blocs à configuration nettement lobée* indiquent l'hétérogénéité du milieu à l'état visqueux. Ces blocs sont souvent verticaux, évoquant des séracs, un peu comme dans la « coulée » de Chanderol au Mont d'Alembre (Mezenc) dans les phonolites également (renseignement oral de G. Viers). Pourtant dans les Alpes ou au Maroc, les bourrelets sont convexes vers l'aval. La présence de ressauts concaves ici peut s'expliquer, comme me l'a suggéré A. Cailleux par un traction plus importante à l'aval, créant des niches d'arrachement dans les fentes desquelles glisseraient les gros blocs (d'où leur position subverticale), tandis qu'ailleurs la convexité serait liée à une très forte poussée de l'amont plus active que le soutirage sous glaciaire. A. Cailleux voit une confirmation possible de cette hypothèse dans la pente du « front » de l'ordre de 32-35°, inférieure à celle du glacier rocheux classique de Chambeyron (plus de 41°) où la poussée serait plus forte.

Le problème le plus ardu est d'établir la liaison entre les moraines et ce glacier rocheux qui leur fait suite à l'endroit même où elles ont été effacées. Il y a plusieurs solutions :

1) **Etant donné la fraîcheur étonnante des formes et leur ampleur, on pourrait croire à un appareil unique,** un véritable glacier avec sa zone d'alimentation à l'amont et une évolution en glacier rocheux à l'aval. C'est ainsi que se forment de nombreux glaciers rocheux, en liaison directe avec de grands amas de neige. Les eaux de fonte à la fin de l'été sont prises en filets de glace entre les interstices des blocs profonds et font avancer la masse d'éboulis durant l'hiver (exemple en Islande). Cette langue de glace aurait séjourné longtemps à son stade d'avancée maxima, mais aurait fondu brutalement, laissant la zone d'alimentation libre de glace. C'est l'explication la plus simple, mais elle suppose l'existence très récente (fin du Wurm ?) d'un glacier de 2,5 à 3 km de longueur à 2 200-2 500 mètres d'altitude sous le Tropique, ce qui peut apparaître invraisemblable.

2) **Il paraît préférable d'imaginer deux phases dans cette évolution**. En effet, en région désertique, il faut se méfier des arguments tirés de la fraîcheur des formes actuellement visibles, surtout lorsqu'elles sont construites avec des blocs de plusieurs mètres cubes. L'apparition rapide d'un reg protège même des formes bien plus fragiles. D'autre part l'inversion de relief et les deux systèmes de terrasses en aval du glacier rocheux viennent contredire cette apparence :

— *La véritable langue de glace, longue de plus de 1 km qui a construit le bourrelet morainique doit être très ancienne.* La fraîcheur des formes provient de ce que l'alvéole a été réoccupée partiellement par la suite, peut-être plusieurs fois. Comme le montre la figure n° 76, il y a certainement une forme plus petite emboitée car la pente intérieure de la moraine s'arrête sur un replat incliné de blocs accumulés qui semble indiquer un chenal plus étroit. Il peut évidemment s'agir aussi d'un stade de régression de la langue principale...

— *En revanche, le glacier rocheux pourrait être une forme plus récente,* apparue lors d'un autre Pluvial au sein de l'accumulation énorme de blocs et de limons laissés par le glacier antérieur en déséquilibre au-dessus de la vallée. Il faut remarquer en effet que la moraine a cédé au niveau du talus limitant le second replat, c'est-à-dire sur une pente générale très forte qui a facilité le départ d'un mouvement de masse visqueuse. Même ce glacier peut remonter plus loin dans le temps que le dernier Pluvial, comme tend à le prouver la présence de deux systèmes de terrasses postérieures à l'aval. En effet de tels glaciers, une fois formés, peuvent évoluer de façon autonome, même après la disparition du névé à l'amont, par simple regel de l'eau infiltrée. Des lentilles de glace peuvent subsister ou se reformer en s'alimentant simplement par l'infiltration. N'a-t-on pas récemment découvert, en France même, des glaces fossiles sous des éboulis à 1 200 mètres d'altitude sur le versant oriental de la vallée des Entremonts en Savoie (A.J. Batias, 1964) ?. Pourtant cette glace, enrobant encore des pierres et des branches a subsisté pendant des siècles sous une protection de 3 à 4 mètres d'éboulis sans être entamée

par la chaleur des étés. La fraîcheur du modelé du glacier rocheux de l'O. Kala Tasset proviendrait de sa « réactivation » lors du dernier Pluvial par exemple, dans les conditions topographiques favorables puisque l'eau se dirigeait facilement vers cet ancien fond de vallée. Mais l'inversion de relief a fait progressivement disparaître ces conditions favorables en permettant un drainage très rapide de la réserve d'eau vers les bordures entaillées. Cette « réanimation » postérieure expliquerait d'ailleurs l'anomalie de cette concavité des ressauts vers l'aval qui prouverait une évolution récente sans pression à l'amont.

Dans ce cas, le glacier rocheux serait né sans liaison directe avec un névé à l'amont. Or ceci est très fréquent dans les hautes montagnes de type méditerranéen, sous la forme de « glaciers enterrés » (L. Lliboutry, 1954). Ceux-ci « naissent en pleine pente, sans cirque d'alimentation » ; ils peuvent émerger d'une pente d'éboulis au bout de 350 mètres environ, sous forme d'une langue de glace de 15-30° d'inclinaison, se terminant par un talus très raide. « Le tout est uniformément recouvert d'éboulis hétérométriques où toutes les tailles sont représentées » (avec 10 à 25 % de limons). Grâce au regel de l'eau de fusion à la base des pénitents de neige, beaucoup de neige se transforme en glace au cours de l'année et le « glacier s'alimente par toute sa surface ». Il est tantôt le siège d'ablation, tantôt d'alimentation sur toute sa longueur, à la différence du glacier classique » [1]. Dans la langue de débris meubles, apparaissent « des drains de cailloux dans lesquels les parties fines ont été emportées par l'eau de fonte ». Ces drains sont alignés dans le sens de la pente dans la partie supérieure pentue. Mais vers la langue, ils suivent la direction des bourrelets que le mouvement a formés. C'est exactement ce que nous observons dans le glacier rocheux de l'O. Kala Tasset.

E. — CONCLUSION :

L'étude des versants de ces massifs phonolitiques nous a conduit d'abord à admettre l'existence à partir de 2 300 à 2 400 mètres de flaques de neige « passives » ; leur simple présence a permis l'apparition d'un bourrelet morainique par l'ablation des éléments fins par l'eau de fonte, ou peut-être par glissement de blocs sur la « surface durcie tolée par le gel » (A. Cailleux et J. Tricart 1958 p. 189). Ces flaques de neige pourraient être saisonnières. Certaines niches présentant des traces d'érosion nivale, entrent déjà dans la catégorie plus « active » des niches de nivation. Les replats d'accumulation dont la genèse est encore mal expliquée, obligent à admettre une permanence de ces névés sur une très longue période. Cependant « les névés, même en Islande, ne transportent pas, ils ne buttent pas leur lisière qui est mince » (P. Bout, *in litteris*). Or nous avons ensuite montré des traces certaines à la fois de transport et de poussée. Seule l'action de la glace permet d'expliquer ces actions : des languettes de glace au Nord et à l'Est de l'Assekrem, un petit glacier au Nord du Tahat impliquent que la limite des neiges persistantes était atteinte à une ou peut-être deux époques du Quaternaire [2]. Il est possible que les cônes de glace et les flaques de neige saisonnière aient été contemporaines puisque en zone tropicale, la limite des neiges éternelles tend à se rapprocher de celle des neiges saisonnières, mais cette limite apparaît cependant bien basse en comparaison de celle qui a été fixée dans les montagnes d'Afrique du Nord. Il est malheureusement assez difficile de dire à quelle période, peut être ancienne, se sont produites ces avancées de climat froid, renforcées ici par l'extrême continentalité. Elles ont certainement été en rapport avec le maximum des influences méditerranéennes, favorisant l'enneigement et supprimant les pluie estivales défavorables. Sous un tel climat, vers 2 400 mètres, un gel nocturne devait se produire quasi quotidiennement, comme dans les Andes de Santiago [3]. Cela implique des conditions thermiques et pluviométriques assez différentes des conditions actuelles ! On peut enfin ajouter que les phases de régression de ces périodes froides ont dû être très rapides puisque les alvéoles n'ont pas été trop modifiées par les phases de retrait.

1. Cette explication serait satisfaisante aussi pour les deux glaciers rocheux moins nets du Nord et surtout de l'Est de l'Assekrem. Ce dernier en effet est dépourvu de toute niche de névé à l'amont et naît dans les éboulis à environ 400 mètres de la falaise.

2. Il est très difficile ici d'admettre des névés au-dessous de la limite des neiges persistantes, alimentés seulement par des avalanches, comme dans les Dolomites : les versants au-dessus des niches n'ont pas l'ampleur suffisante. Peut-être peut-on envisager une alimentation par sublimation au-dessous de cette limite des neiges persistantes (hypothèse de Ch.P. Péguy pour le Demavend) ou des apports spasmodiques par des séries d'années extrêmement neigeuses dans un climat variable (cas du glacier Olivarès étudié par L. Lliboutry). Mais cela ne modifie guère la conclusion générale.

3. Actuellement le thermomètre descend à 0° ou au-dessous, à l'Assekrem, par exemple 70 % des jours en janvier, 38 % en avril, 12 % en octobre.

II. — MORPHOLOGIE DES AIGUILLES ET DES DOMES « ACIDES » :

Ces reliefs de petite taille dans l'ensemble, présentent une variété de formes absolument extraordinaire qui fait l'attrait touristique de la Koudia. P. Bordet (1952, p. 31) a recensé près de 300 appareils sur une surface de 40 × 20 km, soit un appareil tous les 3 km². Ils sont « souvent entassés les uns contre les autres au point d'être à première vue indiscernables ». Leur hauteur et leur diamètre peuvent varier de quelques dizaines à quelques centaines de mètres et on ne rencontre jamais deux formes exactement identiques car, comme l'a montré P. Bordet, chacun de ces pitons résulte d'une éruption particulière. En effet, malgré des conditions de mise en place assez voisines, dans chaque cas, la pression des gaz, la température et la composition de la lave ou la forme de l'évent ont été différentes. Tandis que sur la pénéplaine orientale à l'Est de Tazrouk, on rencontre quelques appareils phonolitiques près de Tazrouk (Aokassit, Oul, Tadrart tan Ouenlelène) séparés des appareils trachytiques de l'Edekel (gour Imatahalane), dans l'Atakor, toutes les sortes de laves se rencontrent, des phonolites aux trachytes quartzifères. Il faut cependant remarquer que deux types de laves manquent dans la série qui va des laves « basiques » aux laves « acides » :

— *Les andésites*, « jalon » entre les basaltes et les phonolites, ne sont pas représentées, alors qu'elles ont été signalées au SE de l'Amadror par J.M. Rémy.

— *Les rhyolites*, terme acide extrême, sont presque absentes. P. Bordet (1952, p. 42) évaluait le pourcentage des appareils rhyolitiques à 4 % et le quartz se présente en très petits cristaux, à simple tendance idiomorphe (trachyte quartzifère). C'est là une différence capitale avec le volcanisme du Tibesti et elle entraîne l'absence de grande constructions pyroclastiques (brèches, tufs, ponces) et de puissantes coulées rhyolitiques dans l'Atakor.

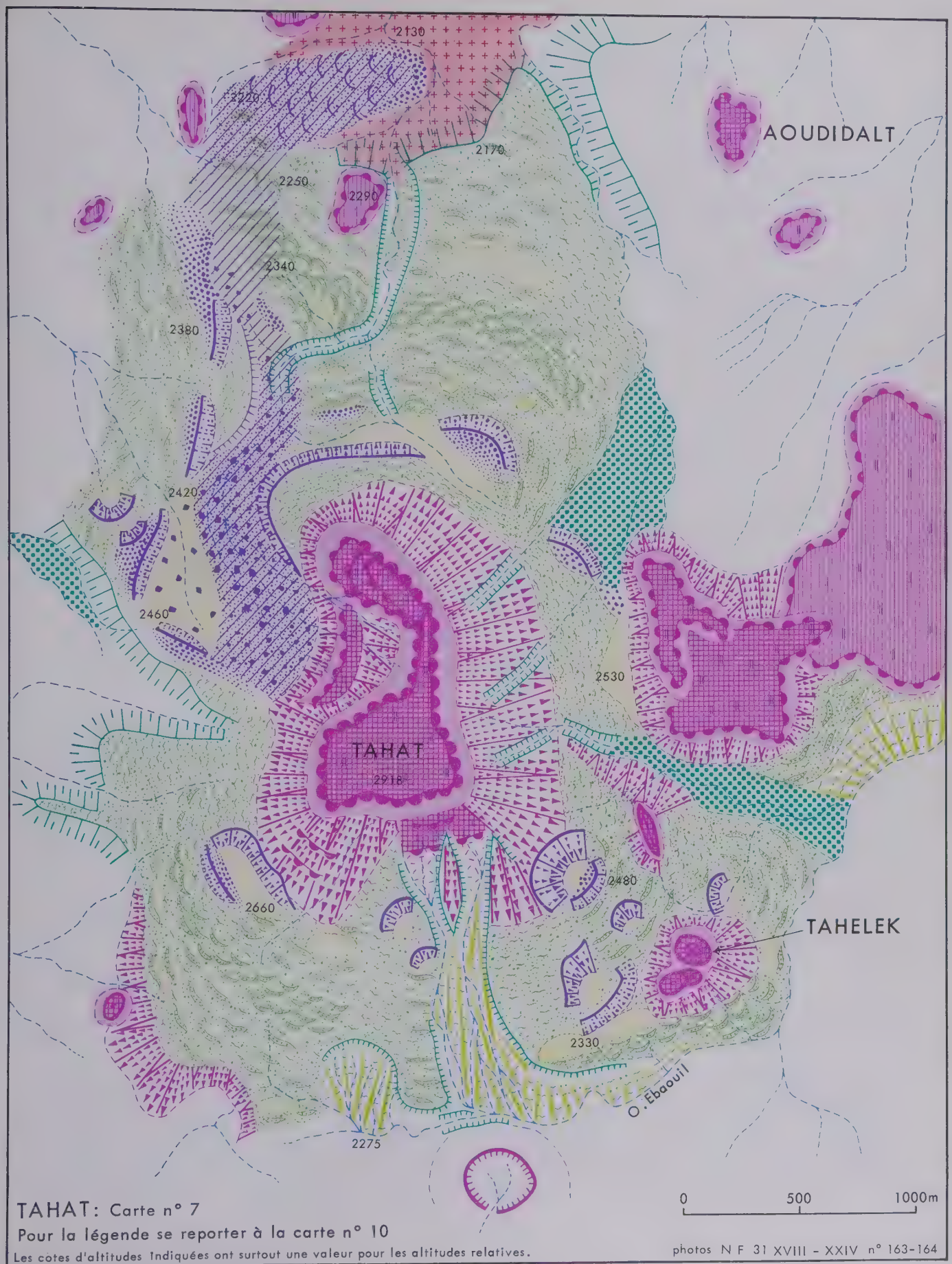
D'autre part, ces laves qui paraissent résulter d'une différenciation du magma basaltique dans la chambre, ne présentent pas de répartition logique. La composition change, semble-t-il, suivant la profondeur atteinte par les fissures d'alimentation et M. Girod pense qu'il y a eu plusieurs centres d'émission ayant évolué de manière indépendante. On ne peut plus admettre par conséquent, l'hypothèse de J. Bourcart qui pensait que les appareils trachytiques étaient systématiquement plus récents que les phonolites.

A. — FORMES STRUCTURALES ET FORMES D'ÉROSION

Pour l'étude morphologique ces considérations ont une valeur très importante. En effet, les grands trapps ont des dimensions de plusieurs dizaines de kilomètres et présentent des variations systématiques dans la résistance des roches, d'où de très beaux reliefs d'érosion. Les coulées massives de phonolite, à l'échelle du kilomètre, offrent encore l'avantage d'une lave relativement homogène et d'une similitude dans la mise en place : les versants apportent de très beaux exemples de modelé d'éboulis. Par contre, ces pitons « acides » déroutent par leur extrême variété qui exigerait des dizaines de monographies et par leur exiguité : les versants de ces petits reliefs manquent d'ampleur et la seule morphologie observable est surtout structurale :

1) *LES FORMES D'ÉBOULIS SONT EXTRÊMEMENT RÉDUITES* et d'autre part, l'influence de la forme de l'appareil favorise telle ou telle orientation préférentielle qui souvent n'a aucun rapport avec une orientation climatique (heureusement qu'il existe aussi ces grands plateaux phonolitiques qui seuls permettent des observations sûres !). On rencontre de grandes débâcles de gros blocs de préférence au Nord, comme par exemple du groupe du Tezouaït vers l'O. Akayaye (NF 31-XVIII-XXIV, nº 136-137) ou au NE du groupe *Tirégounine* (Timra et Akantara) où une énorme « coulée » de blocs de 2 mètres de côté parfois, pris dans une matrice limoneuse, descend avec une pente de 8-10º sur 200-250 mètres vers le haut O. Tin Tortorine. A l'amont, cette « coulée » est séparée du versant phonolitique par une gouttière limoneuse où s'est logée postérieurement une deuxième masse de blocs plus petits (fig. 78). Parfois, quand une vallée est jalonnée par deux « chaînes » d'appareils, on peut aboutir à une véritable obstruction. C'est ainsi que l'O. Tebazaït, encaissé entre la chaîne des Ikamkamen - Oul au Sud et le groupe du Tidjamayène (ou Trident) au Nord, est barré par un véritable « bouchon » de 25-30 mètres de haut en amont du confluent avec l'O. In Daledje, où l'on observe une même accumulation de gros blocs et de limons.

D'autres éboulis s'accumulent en replats moins nets qu'au flanc des hauts plateaux phonolitiques (fig. 77 et 78). Au Oul, ce replat d'accumulation se trouve 100 mètres au-dessus du thalweg, avec,



TAHAT: Carte n° 7

Pour la légende se reporter à la carte n° 10

Les cotes d'altitudes indiquées ont surtout une valeur pour les altitudes relatives.

photos N F 31 XVIII - XXIV n° 163-164

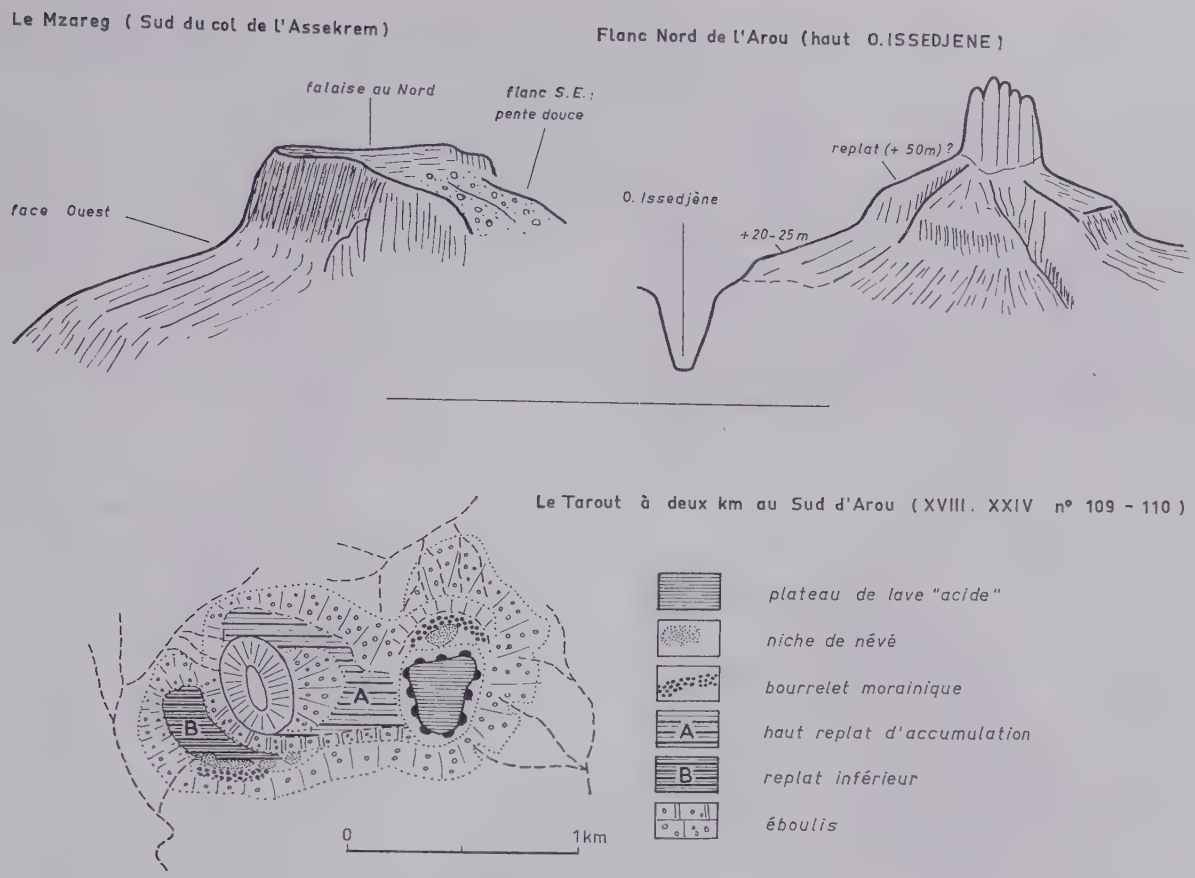


Fig. 77. — Modelé de versants autour de quelques pitons de lave « acide ».

au Nord, une petite niche de névé, puis de longs versants de solifluction descendent jusqu'à l'O. Tarhoumoute avec des pentes de 5-10°. Le replat se localise au Nord et à l'Ouest et manque totalement au SO par exemple. Par contre, le massif phonolitique situé au Nord du *Téhé tin Taratimte* émet une traînée d'énormes blocs à pente de 15-20° vers l'Est (O. In Tekadène), sur près de 350 mètres. Les blocs atteignent parfois deux à trois mètres de long et la traînée a une épaisseur de 12-15 mètres à 2-3 mètres parfois. Vers le NE, elle est brutalement remplacée au pied de la paroi rocheuse, par une gouttière longitudinale limoneuse bordée par un bourrelet d'énormes blocs. Au contraire, vers le SO, on distingue nettement un replat d'accumulation étendu, reposant sur des basaltes altérés et surmonté par un bourrelet morainique inachevé, qui devait entourer une petite niche de névé. On retrouve donc pratiquement toutes les formes décrites autour des hauts reliefs phonolitiques, mais avec des dispositions beaucoup plus anarchiques, comme le montrent les versants du Tarout (fig. 77). L'absence de suralimentation neigeuse et la déviation des courants aériens en fonction de la forme des pitons ont sûrement un grand rôle dans cette « anarchie », en plus des influences structurales qui favorisent l'éboulement sur telle ou telle face.

2) *LA PLUPART DE CES RELIEFS SONT DES FORMES STRUCTURALES PLUS OU MOINS DÉRIVÉES.* On peut essayer de les classer en trois groupes morphologiques :

a) Les formes les plus classiques sont les aiguilles, plus ou moins complexes. Elles sont fréquemment formées de phonolite (Ilamane), mais ne sont pas des « necks » en liaison avec les hautes coulées, comme le pensaient les premiers explorateurs. Elles sont certainement plus récentes que ces hautes mesas et sont montées sous la forme d'extrusions. On a parlé à leur sujet de volcanisme péléen, mais à la montagne Pelée, l'aiguille est une manifestation secondaire dans un appareil complexe (simple excroissance d'un dôme de dacitoïde) et son existence fut très éphémère à cause de son extrême fragilité, alors que les aiguilles de l'Atakor sont sans doute l'une des formes les plus résistantes, subsistant seules

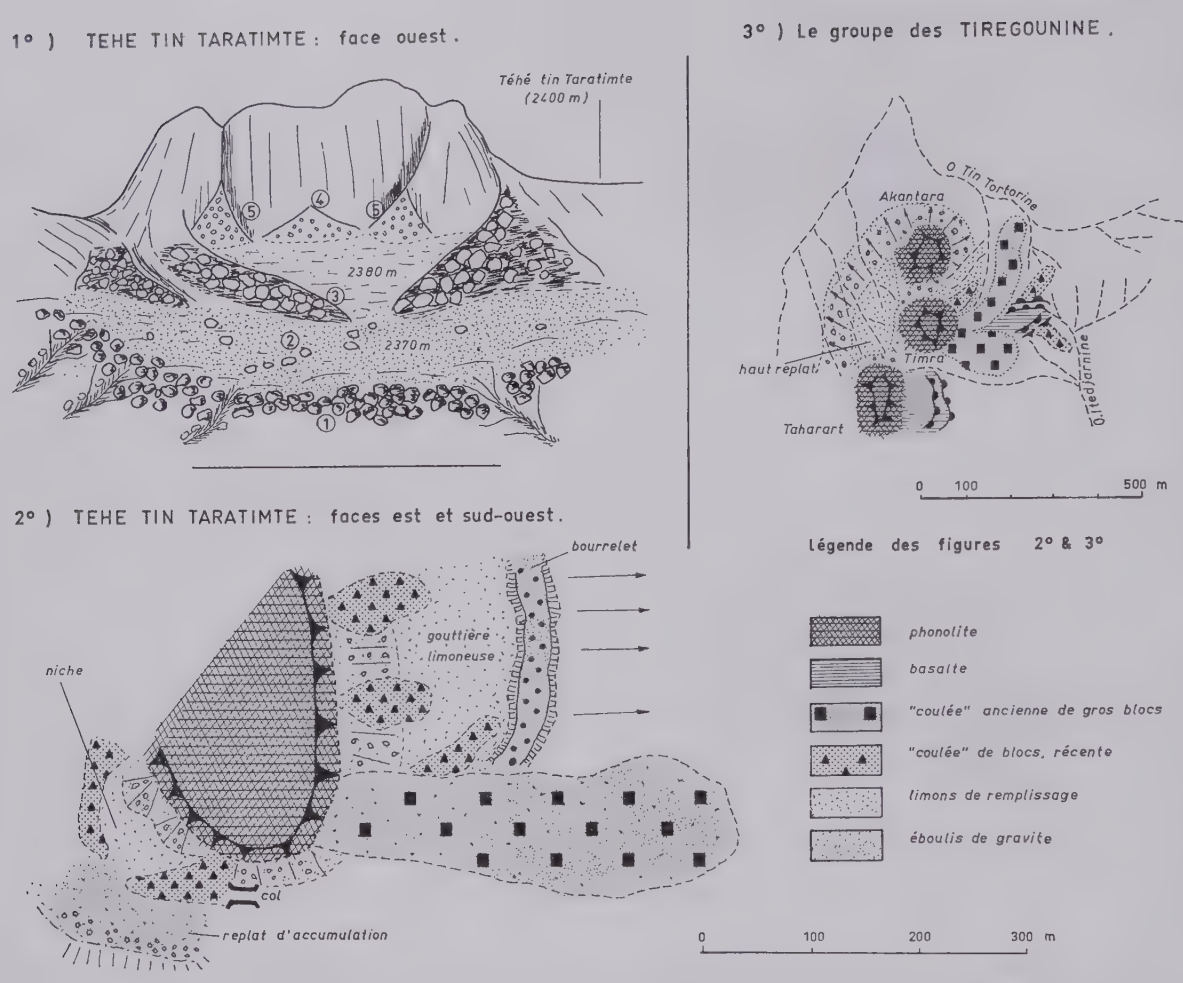


Fig. 78. — Le modelé des versants autour des appareils du Téhé tin Taratimte et du Tirégounine. Légende pour le croquis n° 1 : 1 - bourrelet d'énormes blocs de phonolite, épais de 3-4 mètres, et reposant sur des basaltes gris très altérés et ravinés (ce bourrelet se situe à plus de 20 mètres au-dessus de l'entaille de l'oued) ; 2 - replat limoneux, long de près de 200 mètres et jonché de quelques blocs épars ; 3 - coulée de solifluction ou bourrelet morainique en relief de 5 à 6 mètres ; 4 - éboulis subactuels au pied de la paroi rocheuse (blocs de 10-20 cm de diamètre) ; 5 - éboulis subactuel au débouché de grandes diaclases où le débitage par le gel est plus facile.

sur la pénéplaine orientale débarrassée des projections et des coulées (Aokassit). Aussi a-t-on donné à ces aiguilles autonomes sans étalement latéral, le nom de bélonites ou de protrusions et comme l'Atakor est, bien avant l'Auvergne ou même l'Ourari (Tibesti), la région du Monde où ces formes sont les plus nombreuses, on parle de volcanisme « type Atakor » (P. Vincent). Dans ce volcansime la lave paraît être sortie parfois à la manière d'un piston rebroussant l'encaissant alors que celle de l'aiguille de la Montagne Pelée était une écaille encore incandescente avec un simple film de lave refroidie, arrachée à un dôme beaucoup plus vaste et portée à l'extérieur par une poussée plus violente, d'où sa forme courbe. Ce mode de mise en place explique le comportement différent de ces deux types d'aiguilles. Il se traduit, dans les laves de l'Atakor par une cristallinité assez régulière et surtout par un système de fentes de trait (fig. 79) :

La forme ogivale originelle où « les prismes apparaissent par leur terminaison, perpendiculairement aux parois, en donnant un dessin en nid d'abeille sur la coupole » (P. Vincent, 1963) est rarement conservée dans la Koudia. L'Hamada, au SO de la haute vallée de l'O. Akayaye, en est un magnifique exemple. Cependant, pour d'autres appareils on n'observe pas cette divergence des prismes au niveau de la coupole mais au contraire des prismes convergents vers un point de celle-ci et totalement indépendants d'une mince enveloppe de refroidissement plus rapide. Cette convergence paraît s'expliquer par la continuation de la montée de la lave selon un axe préférentiel en dérangeant la prismation qui commençait à apparaître. En effet, on conçoit fort bien que le refroidissement ait pu être fréquemment dérangé par des remobilisations tardives. Il doit y avoir aussi une grande variété de types en fonction de l'exhumation de parties plus ou moins profondes de ces appareils par l'action de l'érosion de sorte

que les modes de prismation varient beaucoup. Certaines aiguilles présentent des prismes verticaux de plusieurs dizaines ou centaines de mètres de longueur (Ahouknet), d'autres des formes convergentes ou divergentes, d'autres encore prennent des orientations hélicoïdales (Ilamane, Essaouinane).

Les polygones hélocoïdaux facilitent une destruction des aiguilles de ce style sûrement plus rapide que celle des aiguilles à structure verticale : l'Essaouinane est en grande partie détruite et l'Ilamane a fourni une masse énorme d'éboulis au cône de l'Arhil (*Cf.* p. 463) alors que l'Ahouknet se dresse comme un cylindre d'une régularité impressionnante sur plus de 200 mètres de haut. Parfois un grand joint oblique facilite la destruction : ainsi, en amont d'Afilale, l'Ebarerahe prend l'allure d'une dent carriée (fig. 79).

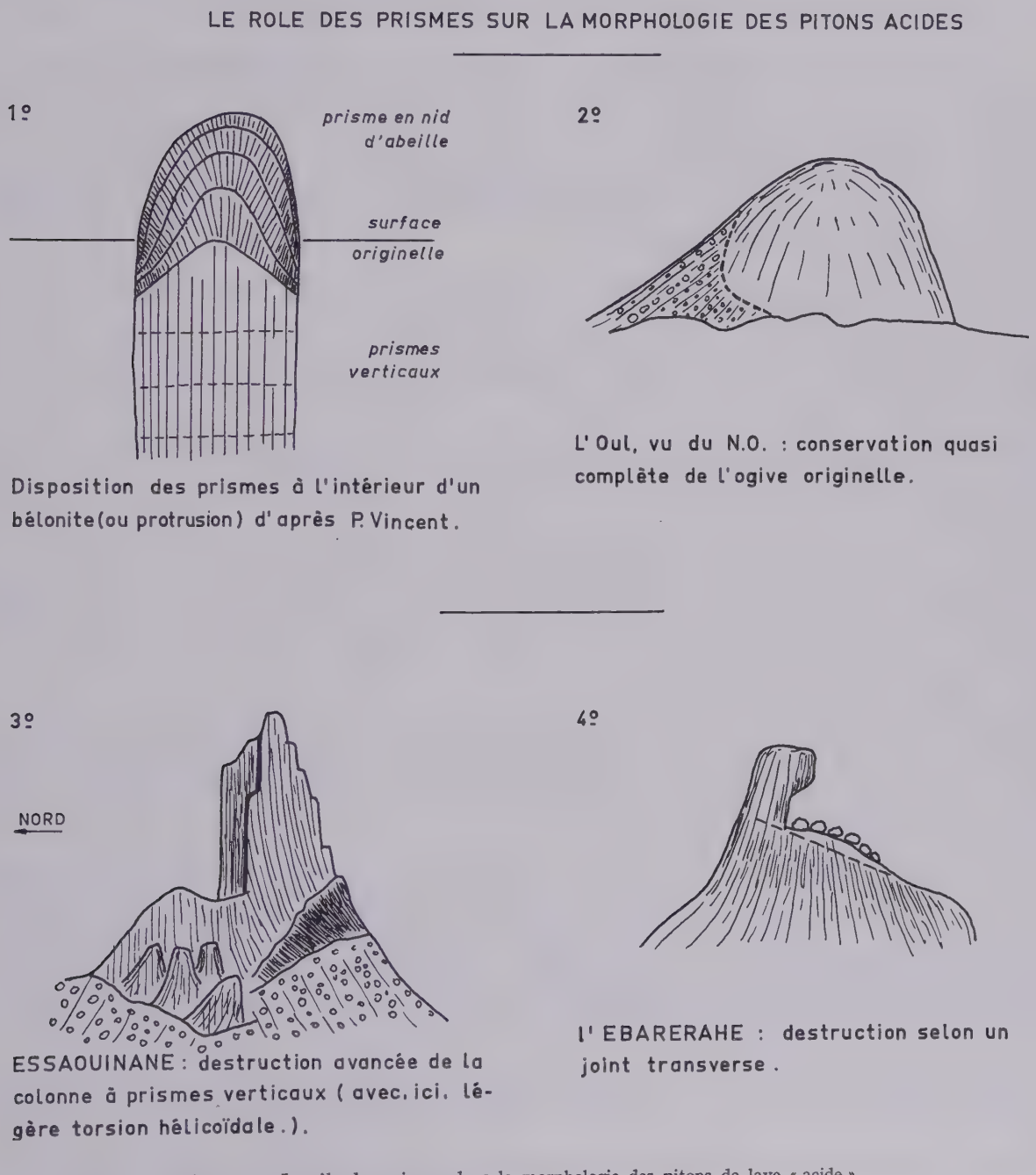


Fig. 79. — Le rôle des prismes dans la morphologie des pitons de lave « acide ».

Ces aiguilles peuvent être constituées par des laves variées. M. Girod (1963a) cite les phonolites, les trachyphonolites et les domites. L'Ebarerahe est formée d'un trachyte à riebeckite (trachyte quartzifère) avec une belle cristallisation et, en lame mince, une altération poussée, qui peut aussi expliquer sa destruction plus rapide. M. Girod a remarqué une liaison assez constante entre la grosseur des cristaux et leur altération, sans doute due à une plus grande pénétration de l'eau.

Pourtant de gros pitons comme l'Hamada ou l'Ahouknet sont aussi formés de trachytes à riebeckite microporphyrique (M. Girod, 1963 b, p. 124) avec des phénocristaux d'anorthose et de sanidine et du quartz interstitiel et sont pourtant des reliefs d'une extrême fraîcheur. Cette roche est d'ailleurs plus riche en silice (66 à 68 % de SiO^2) que les phonolites du type Assekrem (58,6), un peu plus pauvre en alcalins (Na + K = 11 % contre 14 à 15 %) et en Alumine (16 % contre 20 %) et pratiquement dépourvue d'autres éléments excepté 2 à 3 % de fer. Chimiquement cette roche paraît donc encore moins altérable que les phonolites. Sa richesse en silice et en alcalins en font une roche extrêmement visqueuse où l'étalement de la lave est pratiquement nul, d'où cette tendance à la forme en aiguille, sans épanchement.

A l'intérieur d'une même aiguille, il peut y avoir aussi une érosion différentielle liée à des différences de cristallisation. P. Bordet a montré dès 1952 que le pic de l'Ilamane était formé d'une phonolite bleue cristallisée avec une prismation enroulée en hélice alors que la carapace extérieure de l'appareil, à prismes horizontaux, est constituée de lave vitreuse (sans doute un vestige de la forme ogivale originelle ?) Or, cette lave vitreuse ou très finement cristallisée se dresse en rempart circulaire comme une sorte de « collerette » restée en relief (Pl. XX, fig. 2)[1]. Le Tahelek au pied SE du Tahat est une autre très belle aiguille de phonolite. Celles-ci sont toujours plus nettement prismées que les aiguilles de trachytes quartzifères à surface souvent presque lisse.

Ceci est sans doute lié à la nature chimique des roches qui deviennent pâteuses à des températures plus ou moins basses avec apparition des ébauches de prismes au-dessous d'un certain seuil de rigidité. Mais les prismes sont plus ou moins gros également suivant la rapidité du refroidissement (ils sont toujours plus gros à l'intérieur d'une coulée qu'en surface). D'une manière générale, les prismes sont toujours plus gros dans les roches, où le retrait est faible et P. Bordet a remarqué que l'altération pénétrait généralement plus vite dans ces roches « acides » à faible retrait. Peut-être pourrait-on expliquer cette observation par la plus forte porosité des roches qui ont subi une moindre rétraction ?

En revanche, ce débit en polygones facilite la fragmentation, mais aussi maintient la raideur des versants. L'Ahouknet présente plutôt des diaclases courbes convergentes rappelant celles du granite et, évolue vers une forme en pain de sucre avec d'énormes écailles surplombantes surtout sur la face Sud.

b) Les formes en coupole ou en bulbe se rencontrent dans tous les types de lave.

1) **Le type le plus parfait est fourni par le Oul** où les écailles concentriques se débitent en pelure d'oignon mais avec « des prismes perpendiculaires à la surface qui dessinent un damier régulier » (P. Bordet, 1952, p. 19). ce qui correspond exactement au schéma de l'ogive originelle d'un bélonite qui n'aurait pratiquement pas été altérée par l'érosion. C'est donc un relief presque conforme à la structure originelle.

Ce bulbe est constitué d'une phonolite à phénocristaux de feldspaths et de prismes idiomorphes de néphéline ; l'aegyrine forme des cristaux pœcilitiques à inclusions de feldspaths tandis que le fond de la lame est représenté par de fins microlithes de feldspaths et de pyroxène (P. Bordet, p. 44). Cette roche semble très fraîche. D'autres phonolites donnent des coupoles, mais avec une prismation toujours très marquée comme à l'Abararore au S-SE du Tahat où la forme en coupole s'accompagne de prismes verticaux. Un autre piton de ce type formé de phonolite à néphéline aegyrinique existe au SO du Tahat.

L'Essa est également une coupole parfaite (*Cf.* Pl. XIII, fig. 1) à prismation très nette en grandes lames se recourbant vers le haut. C'est aussi une magnifique forme originelle et M. Girod a découvert, au sommet, un lambeau de basalte soulevé par le dôme et jalonnant encore sa surface primitive légèrement déprimée [2]. Un petit cours d'eau souligne par une combe très légère, visible sur photo aérienne, ce léger creux sommital. L'Essa est formé de trachyte quartzifère à aegyrine ayant traversé les trapps basaltiques écrasés sur son pourtour. Cette roche très claire a une texture fluidale très nette, soulignée par des traînées de cristaux noirs et indépendante, semble-t-il, du débit en dalles. Aussi se débite-t-elle

1. Dans le groupe du Tezouaït existe aussi une aiguille avec une collerette plus réduite : le Tezouaït Nord qui, d'après le C.A.F. aurait 2 800 mètres d'altitude, soit plus que l'Ilamane (2 760), mais une hauteur relative de 250 à 300 mètres seulement contre près de 400 pour l'Ilamane.

2. Ceci rappelle le fameux bélonite du Tireno dans l'Ourari (Tibesti) qui a remonté un lambeau de grès rubéfié et écrasé jusqu'à la surface (P. Vincent). Ce léger affaissement s'explique par une baisse de pression des gaz alors que la lave était déjà cristallisée.

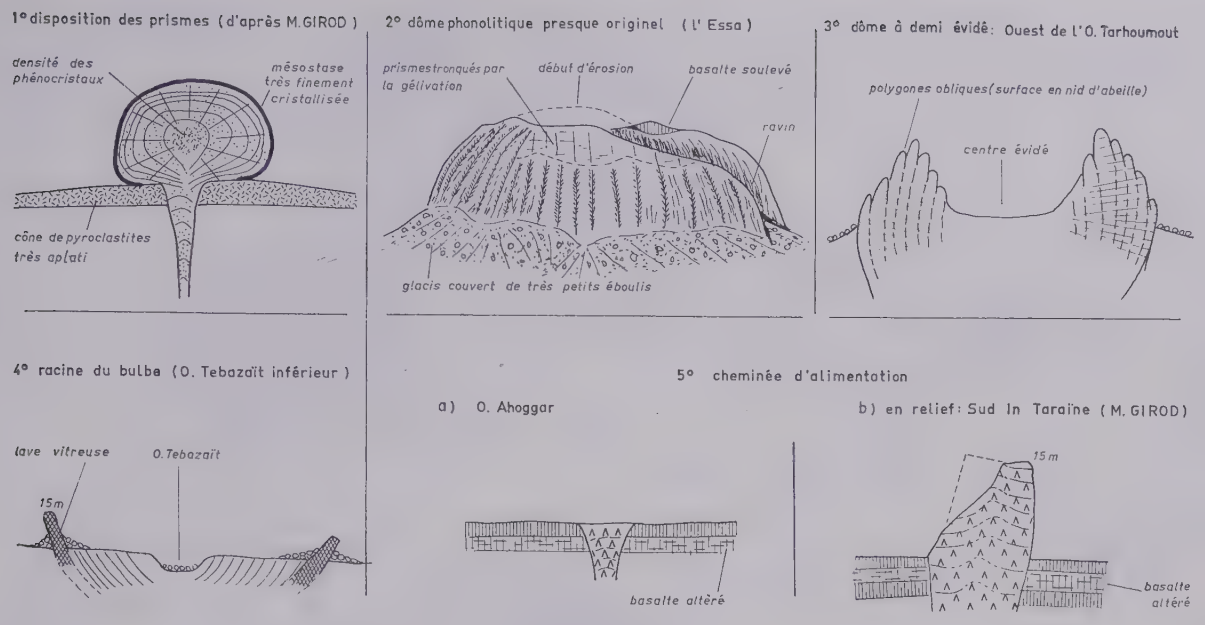


Fig. 80. — Bulbes de lave « acide » à divers stades d'évolution morphologique.

facilement sous l'effet du gel en très petites esquilles que le ruissellement peut facilement entraîner [1]. Ceci a une extrême importance morphologique car la bordure quasi verticale du bélonite au lieu d'être empâtée comme au Oul par des éboulis, fait place brusquement à de grands glacis en roche tendre (pente de 8 à 10°) sur les basaltes altérés. Le « knick » est ici magnifique. D'ailleurs cette phonolite est à peine recouverte par une patine claire, qui ne doit pas s'opposer sérieusement à la microgélivation, tandis qu'au Oul, la roche est nettement plus foncée. Ainsi entre deux formes originelles apparemment si semblables, le modelé se différencie par l'exploitation de *deux systèmes de diaclases* différents (les diaclases concentriques au Oul, surtout verticales à l'Essa) et par *un débit de la roche* foncièrement différent : de grands blocs de lave très finement cristallisée, dure et cassante au Oul et, au contraire, des petites plaquettes de lave plus cristallisée et plus poreuse (probablement le long des clivages des nombreux pyroxènes) à l'Essa.

2) **D'autres coupoles « originelles » peuvent être trachytiques**. Ainsi à 5 km au Nord d'Afilale, l'O. *Inferdjane* exhume un gros dôme de plusieurs centaines de mètres de diamètre formé de trachyte quartzifère à riebeckite. Par ses dimensions, il mérite le nom de « cumulo-dôme » ; il se situe juste à côté d'un massif plus petit, ellipsoïde, à axe E-O. Ces deux appareils sont traversés en gorges par un réseau hydrographique Nord-Sud, surimposé dans les trapps et ils n'ont certainement pas pris naissance à l'air libre, mais en intrusion sous les basaltes. Or, aussitôt après leur exhumation apparaît un début d'érosion différentielle, avec dégagement encore faible (20 à 30 mètres) d'une muraille périphérique très nette à grands piliers verticaux. Le centre du gros « cumulo-dôme » tend à s'évider en « combe » par une petite gorge. Ici, le débit en plaquettes de 5-10 centimètres est la règle pour l'intérieur tandis que les murailles extérieures très patinées semblent immunisées. Ce type d'évidement est un cas assez fréquent ; ainsi au *Tajerjiste*, de hautes palissades grossièrement prismées tendent à s'individualiser alors que le centre, plus clair, est taillé en pente douce (fig. 82).

3) **Le type le plus célèbre de cette évolution vers l'évidement est l'Imadouzène**, « gigantesques palissade formée de pieux prismatiques », « chacun surmonté de 2 ou 3 boules, les unes sur les autres, dans le plus instable équilibre » (J. Bourcart). Cette muraille, haute de plusieurs dizaines de mètres, est pratiquement circulaire ; elle entoure une dépression quasi fermée, d'où les eaux s'échappent par une gorge très étroite (liée à un joint radial de l'appareil) et encombrée d'énormes cubes éboulés de la palissade. Cette dépression est de couleur très claire contrairement aux roches patinées de la muraille

1. Le rôle du gel est aussi facilité par la présence de fentes postérieures bien visibles en lame mince, qui recoupent la trame de fins cristaux. Ces fentes sont parfois remplies de fer, d'amphibole ou de quartz, mais sont souvent vides également (déterm. M. Ters).

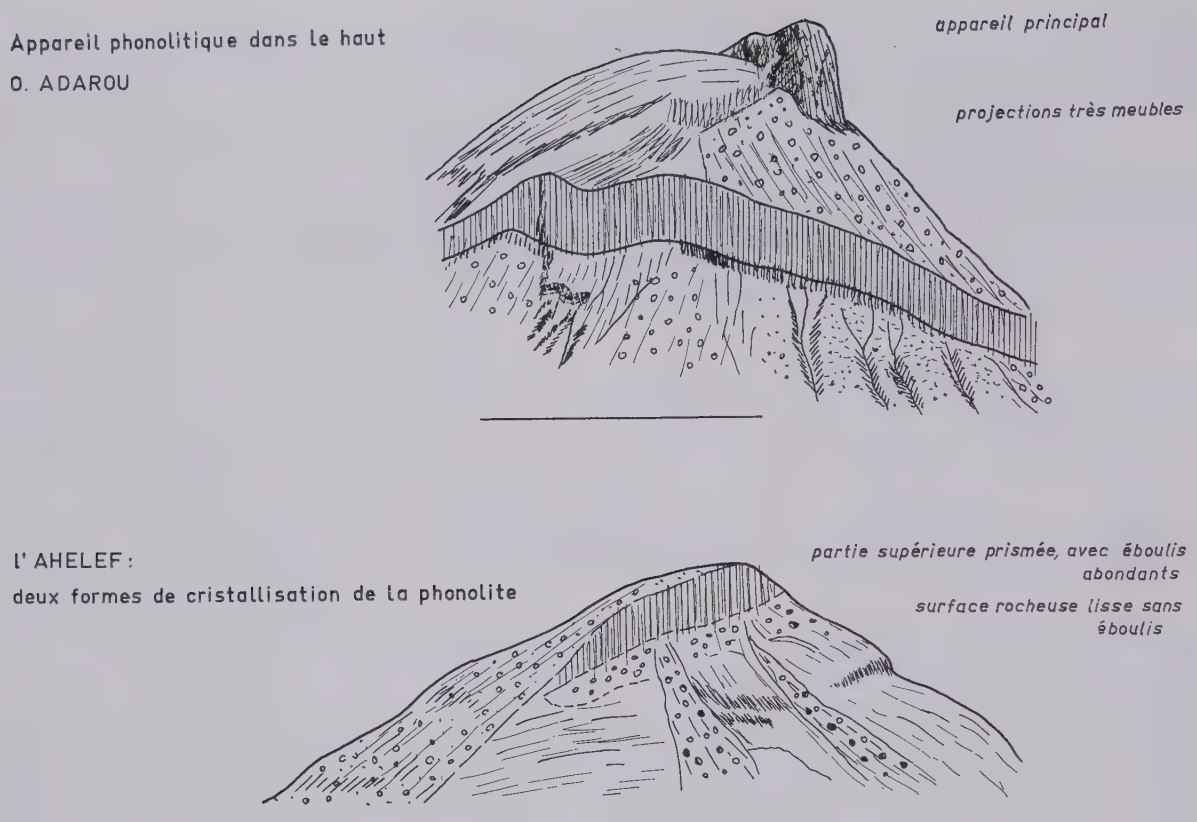


Fig. 81. — Types d'appareils de lave « acide » avec début d'épanchement.

et semble évidée dans une roche très tendre, excepté un minuscule piton, vers le SE qui s'élève à la hauteur de la palissade :

a) *On a pensé d'abord à une forme originelle* et J. Bourcart (1924, p. 68) parle d'un « dyke » sans doute circulaire, « en roche éruptive grenue ». Or, l'intérieur est formé également de trachyte quartzifère à aegyrine (4,7 % de quartz selon M. Denaeyer et J. Bourcart).

b) *On peut envisager aussi un appareil partiellement détruit par une explosion* et envahi ensuite par du basalte, car on trouve quelques témoins de trapps dans la partie évidée. Il existe des appareils ainsi évidés par une explosion finale : ainsi l'O. Tebazaït avant de rencontrer l'O. In Dalèdje traverse de part en part une muraille circulaire verticale ou inclinée vers l'extérieur (XVIII-XXIV, nº 113-114) à la suite d'une explosion de ce genre, lors du refroidissement par « un phénomène analogue au rochage des gaz dissous dans les métaux en fusion ». Or, à l'Imadouzène, aucune trace de destruction violente de ce genre n'est observable et P. Bordet (1952) pense plutôt que le basalte inclus dans l'appareil, est antérieur et a « été découpé en cercle, comme à l'emporte-pièce et soulevé par un piston concave de trachyte » (p. 22). Cette concavité intérieure serait donc bien plus prononcée qu'à l'Essa, mais traduirait la même fidélité de la topographie à la forme originelle du bélonite.

c) *Cependant quand on pénètre dans l'intérieur de l'Imadouzène*, on est frappé par le contraste entre la roche des palissades, saine, à fissures cimentées et diaclases rares et surtout verticales, et la roche intérieure colorée en vert très pâle, qui est tendre, se raie presque à l'ongle et se débite en fragments émoussés. Cette différence, dans une même roche trachytique, est confirmée par l'étude en laboratoire :

— Des frottis prélevés sur l'une et l'autre sorte de trachyte, donnent des centaines de grains d'aegyrine (?) très altérés, ferritisés qui constituent très certainement un élément de fragilité de ces trachytes (M. Ters).

— Cette roche est extrêmement poreuse : les échantillons de l'intérieur sont si friables qu'ils ne résistent pas à la pression du mercure mais même la roche extérieure atteint une porosité de 7,59 (1,94 pour les macropores, 5,65 pour les micropores) au porosimètre à mercure (M. Guez), ce qui est une porosité proche de celle des grès.

— Pourtant *la roche extérieure* présente des feldspaths très frais entourant de très petits microlites de pyroxènes en intercalations ou disséminés dans la masse. Ces pyroxènes altérables ne sont jamais en gros cristaux mais sous forme de nombreux microlites disséminés et on peut penser que cette structure a pu résister grâce à

la trame de feldspaths, malgré un « piquetis » de microlites altérés. L'altération ne pénètre guère par les fissures qui sont systématiquement bouchées et ferritisées. G. Deicha m'a aimablement analysé cette roche : ses feldspaths en cristaux nettement plus gros (1 à 2 mm) que dans la roche intérieure, présentent des inclusions primaires souvent associées à des fissures et renferment des reliquats magmatiques dévitrifiés. Les inclusions secondaires suivent des alignements qui sont des directions cristallographiques ; elles sont nombreuses, en forme de disque, entourées de dentrites mais ne semblent pas reliées à l'extérieur par des fissures.

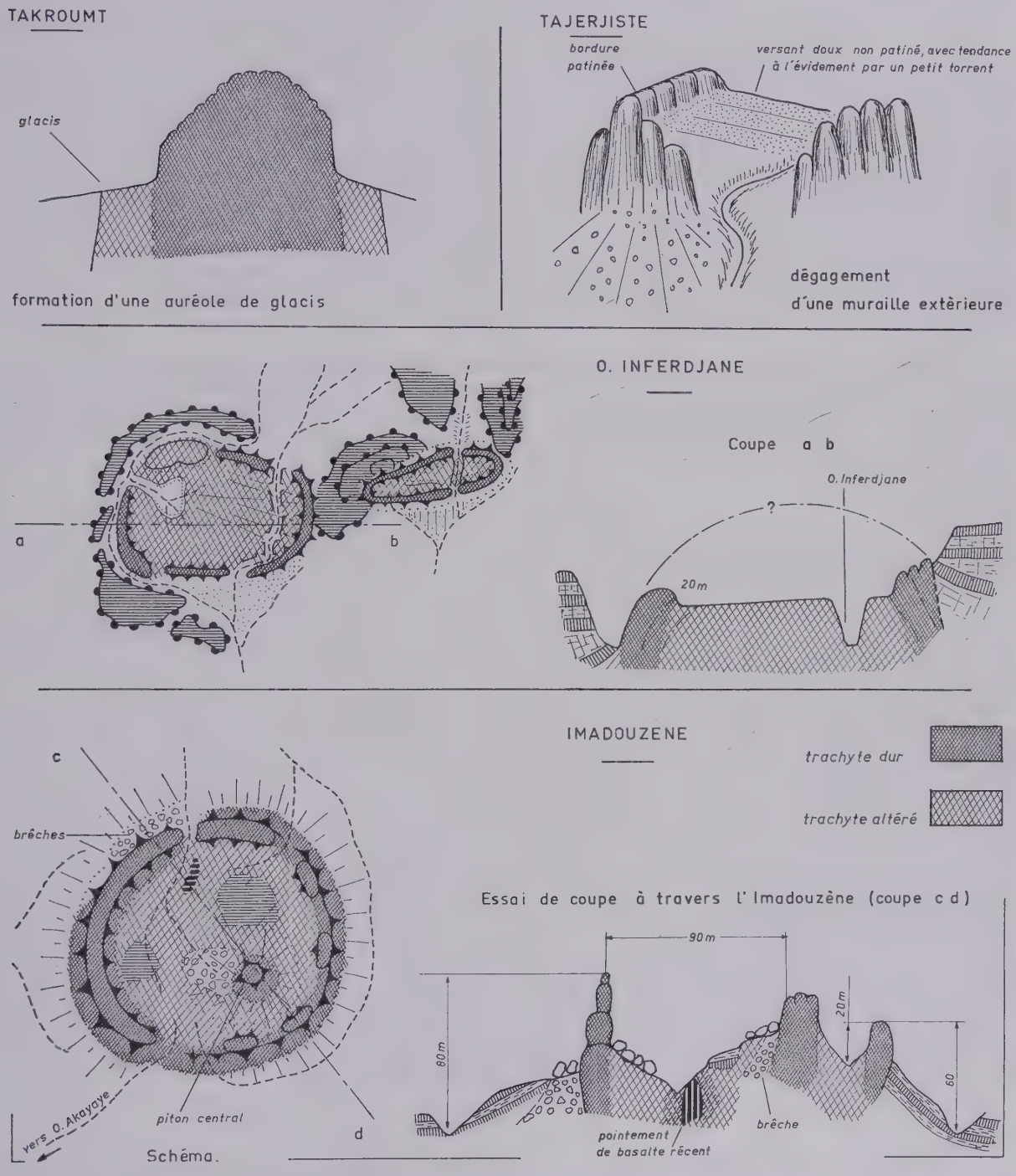


Fig. 82. — Formes d'érosion différentielle dans quelques appareils acides typiques : le Takroumt dont la partie externe est aplanie en glacis ; le Tajerjiste où une muraille externe apparaît ; l'Inferdjane, en creux par rapport aux basaltes, et enfin l'Imadouzène avec son évolution très complexe.

— *La roche intérieure* est pourtant moins riche en ferromagnésiens et à grain plus fin, excepté quelques cristaux très isolés de 1 à 3 mm. Or ici les feldspaths sont nettement plus altérés et les ferromagnésiens se groupent en paquets très altérés C'est sans doute cette concentration des pyroxènes qui rend la roche plus fragile en créant des zones de faiblesse (mouchetures d'oxydes de fer). D'autre part, les fissures ici n'ont pas été remplies et facilitent la pénétration de l'eau. G. Deicha remarque que les inclusions primaires sont exactement les mêmes que pour la roche extérieure et prouvent qu'il s'agit du même appareil, mais la partie intérieure présente une proportion moins forte de verre et une dévitrification plus poussée qui serait la cause, également, de cette moindre résistance.

d) *Manifestation volcanique tardive.* Cette conclusion confirme l'observation de terrain : comme le montre la figure nº 82, des vestiges de basaltes altérés indiquent bien la proximité d'un « toit » très irrégulier, mais avec une érosion différentielle assez nette. Celle-ci semble due à la présence, sous les trachytes intérieurs, de petits pointements d'un basalte très frais, à cassure métallique ou à structure spongieuse totalement différent des « vieux basaltes » qui reposent sur les trachytes. Or, sur la rive droite du petit oued de la gorge, on voit nettement l'un de ces pointements soulevant les trachytes fumerollisés sans parvenir à la surface : les fissures nombreuses et la dévitrification de la partie interne de l'Imadouzène seraient dues à l'« avortement » d'un petit volcan récent basaltique, monté presque dans l'axe de l'appareil trachytique. De même d'ailleurs, le piton SE semble une cheminée trachytique un peu plus tardive que le bélonite ; elle est formée d'une lave verdâtre très fraîche et entourée de brèches jaunâtres ayant repris des blocs anguleux (10-25 cm) de la roche intérieure. C'est à mon avis, cette histoire complexe qui a favorisé la continuation de l'érosion au-dessous du « toit », par altération fumerollienne de la roche intérieure [1].

4) **Parfois, on assiste à une érosion différentielle en sens inverse.** Par exemple *au Takroumbt,* magnifique petit dôme du Tessibent (N. de Tamanrasset), un peu extérieur à la Koudia, mais très caractéristique, on remarque une différence entre la roche qui forme la coupole parfaite, et la roche volcanique du même bélonite, mais aplanie en magnifiques glacis en roche tendre, rayonnants à la périphérie :

— *La roche intérieure est grise et beaucoup mieux cristallisée* (dimension jusqu'à 5-7 mm). Sa structure microgrenue est due à un lacis entrecroisé de feldspaths en lattes isolant de grands phénocristaux de feldspaths très frais. Comme dans la « palissade » extérieure de l'Imadouzène, les amphiboles (riebeckite ?) sont très petites et isolées dans la masse des feldspaths : bien que ferritisés, ils ne détruisent pas l'architecture générale de la roche. On remarque une extinction roulante sur les grands feldspaths, assez rare dans les roches volcaniques (frottement des cristaux les uns sur les autres ? fortes pressions à la fin de la mise en place ?).

— *Une forte poussée tardive explique sans doute la fissuration beaucoup plus forte de l'écorce externe.* Ces fissures sont parfois remplies comme à l'extérieur de l'Imadouzène, mais elles sont souvent aussi restées vides. Une circulation d'eau plus facile explique peut-être une altération plus prononcée des feldspaths ici. D'autre part, les amphiboles plus groupés dans une roche à cristaux plus fins, sont tout pigmentés d'oxydes de fer.

On trouve d'autres exemples de cet aplanissement périphérique dans l'Atakor. Par exemple, le Teferit ouan Aharoua est entouré de glacis taillés dans des projections entourant le dôme, ce qui rend plus brutal le contact de la paroi. Quelques dômes ont même pu être totalement arasés. Ainsi à l'Est de l'Ahouknet, un dôme arasé au niveau des glacis est hérissé de petites dalles verticales de trachyte : il s'agit d'un trachyte fissuré et sans doute poreux, très sensible au gel. Dans le haut O. In Daledje et dans son affluent l'O. Ahoggar, des appareils de plusieurs dizaines de mètres de diamètre sont complètement aplanis en glacis et en certains points, la roche jaunâtre est ravinée. En lame mince, cette roche est un trachyte quartzifère, plus ou moins vitreux, mais totalement dévitrifié. Cette dévitrification s'est traduite par l'apparition de milliers de petites cavités qui ont rendu cette roche extrêmement poreuse et permis sa complète altération ou sa pulvérisation par la gélivation. Pourtant, parmi les nombreux reliefs « acides » situés entre l'O. In Dalèdje et l'In Taraïne, une grande coupole jaunâtre à flancs lisses presque dépourvus de gros éboulis et en liaison avec des glacis à petites plaquettes gélivées, est en fait formée de cendres trachytiques consolidées (M. Girod). Ce relief, haut de plusieurs dizaines de mètres paraît fraîchement exhumé et malgré la perméabilité de ces cendres, il demeure encore en relief, lentement attaqué par des glacis périphériques. Le contraste est brutal entre ce massif de cendres et les reliefs voisins de laves phonolitiques entourés d'éboulis énormes.

1. Cette hypothèse me paraît renforcée après avoir vu, en compagnie de P. Vincent, un dôme évidé de rhyolite à riebeckite dans l'O. Askeoulolo (Kilinégué — NE du Tibesti). L'intérieur de ce dôme présente la même roche dévitrifiée en relation avec une fumerollisation. Dans l'Atakor même, on peut citer le cas d'un appareil situé à 3 km au Sud de l'Ermitage de l'Assekrem et encore bien conservé extérieurement (ce qui exclut toute hypothèse d'explosion). Mais son centre est parfaitement évidé sans qu'on puisse rendre responsable de ce creux, le minuscule ruisselet qui s'échappe par une fissure de la muraille extérieure. La seule explication plausible paraît être une intense fumerollisation tardive ayant fait perdre toute cohésion à la roche et permettant son évacuation sous forme de poussières éoliennes ou de limons.

C) LES RELIEFS A GRANDES PAROIS LISSES DÉPOURVUES D'ÉBOULIS

Ces reliefs n'ont pas de formes définies : on trouve parmi eux aussi bien de gros massifs à allure de reliefs gréseux ruiniformes (le Taridalt), de forêt de clochetons (Tin Ahou), de longue échine à flancs lisses (In Boriane), de lyre géante, liée à d'énormes polygones (Tezouaït Sud) ou bien plus simplement de petits pitons creusés d'abris sous roche (les « teferit » de Segaïka ou de l'O. Indegane). Ils ont, en commun, plusieurs caractères :

1) *La présence de parois verticales ou courbes toujours parfaitement lisses* et en relation avec des glacis couverts de fines plaquettes gélivées. Cette forme de désagrégation est quasi générale tandis que les éboulis sont extrêmement rares. On peut l'expliquer sans doute par le remplissage des diaclases par un ciment noir ferromanganique, (souvent en dentrites) qui empêche l'exploitation de ces fissures. Seules les très grandes diaclases peuvent être exploitées, ce qui explique cette morphologie « ruiniforme » apparentée à certains reliefs gréseux. Au contraire, les fines plaquettes se détachent directement des parois, mais dans les endroits favorisés par la stagnation de l'humidité d'où cette formation quasi générale d'abris sous roche (ifri), ou parfois d'encoches à la base des falaises. Ces formes résultent d'un écaillage en fines plaquettes et n'ont rien de commun avec des abris liés à la désagrégation granulaire inconnue dans cette roche. De même les multiples « trous de gruyère » si fréquents dans ces parois lisses (exemple : Tezouaït Sud) n'ont aucun rapport avec des taffonis, mais sont des lithophyses, cavités remplies de gaz ou de cristaux altérables, lors du refroidissement de la lave.

2) *Ces roches sont très peu résistantes vis-à-vis de l'érosion linéaire.* Ce caractère n'apparaît guère tant que la charge des oueds est formée de fines plaquettes très légères, mais dès que ces massifs sont traversés par de petits torrents allogènes charriant des galets de phonolite ou de basalte, la roche est magnifiquement polie en cavités successives de « surcreusement » qui n'arrivent pas à la taille de marmites tant l'érosion est rapide. Des conduits étroits de 3 à 5 mètres de profondeur se creusent très rapidement en dehors de toute influence structurale, comme par exemple dans un beau massif trachytique sur un affluent de rive droite du haut O. In Tekadène.

Ces reliefs apparaissent dans divers types de laves dont le caractère commun paraît être une forte porosité. Ainsi à l'Ouest du haut O. Segaïka et surtout dans la haute vallée de l'O. In Tafeute, affleurent « d'importantes masses de tufs clairs traversés par quelques filons » (P. BORDET 1952, p. 31) dans une zone où P. BORDET soupçonnait « l'existence d'un grand dispositif laccolitique » (p. 33), entre le socle et les vieux basaltes. Ces tufs trachytiques poreux sont modelés en coupoles lisses où chaque accentuation de la pente est marquée, à sa partie inférieure, par des grottes ou abris sous roche. De même le Teferit tan Segaïka, piton de domite (trachyte alcalin à biotite) ou tan Indegane (trachyte riche en anorthose et sanidine) sont troués de beaux abris sous roche, et le massif de l'affluent de l'O. In Tekadène est taraudé d'une douzaine d'excavations de 4 à 5 mètres de long, sur 1 à 2 mètres profondeur et 2 à 3 de hauteur. En général, les abris sous roche sont plutôt en exposition Sud [1], tandis qu'au Nord, les éboulis anciens apparaissent au pied du versant, dus à une gélifraction antérieure.

Ces abris sous roche se retrouvent dans les rhyolites (P. BORDET) de l'In Boriane (où un grand abri a servi d'habitat néolithique mis en évidence par J.P. MAITRE) ou de l'Iknéouane. Les trachytes quartzitiques présentent souvent aussi ce modelé et P. BORDET (1952 p. 51) attirait l'attention sur le caractère très « tendre » de ces roches pourtant riches en silice et très alcalines, sans doute à cause de phénomènes de dévitrification. Enfin, ce type de relief apparaît même dans certaines phonolites : ainsi peu à l'Ouest de l'Ebarerahe, sur l'autre berge de l'O. In Daledje, un massif phonolitique, l'Ahelef, présente une curieuse dissymétrie (fig. 81) : à un versant SO de phonolite fraîche s'éboulant au-dessous d'une corniche à polygones, s'oppose un versant Est de roche lisse dépourvue d'éboulis. Cette phonolite à aegyrine est principalement formée de néphéline (feldspathoïde sodique) extrêmement altérée. Cette altération pourrait être fumerollienne et avoir épargné la partie supérieure du dôme, comme cela s'observe magnifiquement à l'Ehi Sosso, dôme rhyolitique du Tibesti.

Ainsi ce modelé si particulier n'est pas caractéristique d'une lave donnée, mais de différents facteurs qui ont fortement augmenté la porosité des laves.

1. Au Teferit tan Indegane, dans l'abri du SE, la formation de petites esquilles s'est poursuivie postérieurement à des peintures d'un homme chassant à l'arc et de tifinars.

B. — ROLE DE CES PROTRUSIONS SUR LA MORPHOLOGIE D'ENSEMBLE DE LA KOUDIA OCCIDENTALE

1) *H. BUTLER* (1924 *a*, *p.* 840) *AVAIT PARFAITEMENT REMARQUÉ* que « la présence des culots atteint son maximum sur la ligne de faite du socle cristallin, dans l'espace situé entre les deux massifs granitiques » : la Taessa à l'Ouest, la chaîne Tarouda-Elounéfi à l'Est. La figure 41 permet de préciser cette répartition :

a) La densité la plus forte de ces appareils se localise sur un espace bien plus restreint, formant une grossière ellipse de 20 km d'axe Est-Ouest entre l'Ilamane et l'In Taraïne. Elle caractérise donc exactement la Koudia occidentale.

b) Ces appareils ne se situent pas exactement sur la ligne de faite, marquée par les entablements du Tahat, du Serdjate, de l'Assekrem et de l'In Taraïne, ni même sur la ligne de partage des eaux. Cette ellipse est systématiquement au Sud de ces deux lignes. Au Nord, les protrusions sont extrêmement rares, tandis qu'au contraire la haute Koudia est bordée au Nord par un alignement presque continu de petits cônes basaltiques très récents (carte hors texte du flanc Nord de l'Atakor), localisés le long d'une forte dénivellation de près de 200 à 300 mètres SO-NE : ils barrent les hauts O. Tarhenanet et Ilamane au SO, puis l'Ebaouil (au Sud du Tahat), puis l'O. Abdassène, l'O. Akayaye, l'O. Temorte, l'O. Iherane et se raccordent vers le NE, avec l'alignement de petits cônes au Nord de la Koudia orientale. Il est remarquable que, sur tous ces oueds, la rencontre des cônes basaltiques se traduit par un enfoncement en gorges parfois impraticables, dont les plus spectaculaires sont situées sur l'O. Temorte (plus de 120 mètres). L'obstacle des coulées de vallées, très gênant pour les oueds, ne peut pas suffire à expliquer ce brusque changement dans leur comportement. L'apparition de gorges ne coïncide pas non plus avec le passage des trapps au socle : l'O. Tarhenanet au SO ou l'O. Iherane au NE divaguent dans de larges vallées creusées dans des migmatites pendant de nombreux kilomètres avant de s'engouffrer dans les gorges. Il semble donc que cette liaison entre le creusement de ces gorges et l'alignement des cônes volcaniques récents indique, sur ce flanc Nord, une déformation récente. Mais celle-ci n'est que l'accentuation d'une flexure plus ancienne puisque nous avons vu qu'une série de « coulées de pente » alignées également SO-NE depuis le Tahat et le groupe Assekrem jusqu'à la Koudia orientale (O. Issemna, O. Tesselsel) recoupait déjà en discordance les trapps, les alluvions anté-volcaniques et le socle. Or la plupart de ces coulées sont phonolitiques et sont antérieures, selon plusieurs Auteurs, aux protrusions. Ainsi cette déformation SO-NE est antérieure au volcanisme de type aiguilles et elle s'est poursuivie, en s'accentuant même, récemment.

c) Par contre, l'ellipse de pitons « acides » se situe exactement dans l'axe du bombement topographique général de l'Atakor. Elle se place par exemple à égale distance (21 à 22 km) de la courbe de niveau 1 800 au Nord et au Sud alors que la ligne de faîte est nettement déportée au Nord de cet axe : la courbe 1 800 passe à 18-19 km au Nord de l'Assekrem et 27 au Sud, à 18 km au Nord de l'Imadouzène et 25 au Sud d'après le 1/200 000 I.G.N. Il paraît donc exister une liaison directe entre le bombement de la Koudia occidentale et l'apparition de plusieurs dizaines de protrusions dans son axe. On est tenté de parler d'un bombement « volcano-tectonique » dont l'ellipse de densité maxima des appareils (densité unique à l'échelle mondiale) mériterait le nom de « géotumeur ».

2) *CE VOLCANISME S'EST ACCOMPAGNÉ DE DÉFORMATIONS TECTONIQUES* qui sont assez difficiles à mettre en évidence. On peut en citer quelques exemples :

a) Des vallées dissymétriques au pied d'un versant cristallin surgissant au milieu des trapps. Ainsi l'O. Tin Tortorine a un tracé assez rectiligne SSE-NNO, juste dans l'axe d'un grand accident du socle, jalonné au NNO de petites fractures anciennes remplies de microgranite. Or sur la rive gauche, du côté du Serdjate, les trapps descendent presque au niveau de l'oued (NF 31, XVIII, XXIV, 132-133) et le socle n'apparaît qu'au Nord, formé de migmatites roses et quelques microdiorites semble-t-il. Or sur la rive droite, du côté du Tidarhine n'Tamatante, les trapps sont presque absents et le socle monte à une cinquantaine de mètres au moins jusqu'à la base de lambeaux de coulées phonolitiques. A l'extrême amont de la vallée, il affleure toujours à l'Est, sous forme de migmatites assez grenues et très diaclasées. Il est donc systématiquement plus haut à l'Est de l'O. Tin Tortorine. Il s'agit peut-être d'un relief prévolcanique lié à des filons particulièrement résistants, mais il pourrait aussi s'agir d'une fracture actuellement masquée par les glacis. En effet, au-delà du Tidarhine n'Tamatante, sur le flanc Sud, la haute vallée de l'O. In Tafeute orientée SO-NE présente une dissymétrie encore plus nette (fig. 83). Au NO de cette vallée les trapps, taillées en glacis descendent

au-dessous du niveau des thalwegs (2 320 mètres), tandis qu'au Sud, le socle, protégé par une haute coulée de phonolite s'élève à 2 420 mètres, soit 100 mètres plus haut. Il entre brutalement en contact avec un vaste massif de lave vitreuse blanche (rhyolite ?) qui occupe toute la haute vallée. Le socle semble avoir été soulevé ici au contact de ce vaste affleurement « acide » qui serait vraisemblablement un laccolite (P. BORDET p. 33). Ce laccolite a certainement soulevé et déformé les trapps comme on peut le voir au SE. Cependant, on ne peut exclure tout à fait l'hypothèse d'un relief granitique antérieur au volcanisme, car ce granite rose à grain fin est extrêmement résistant.

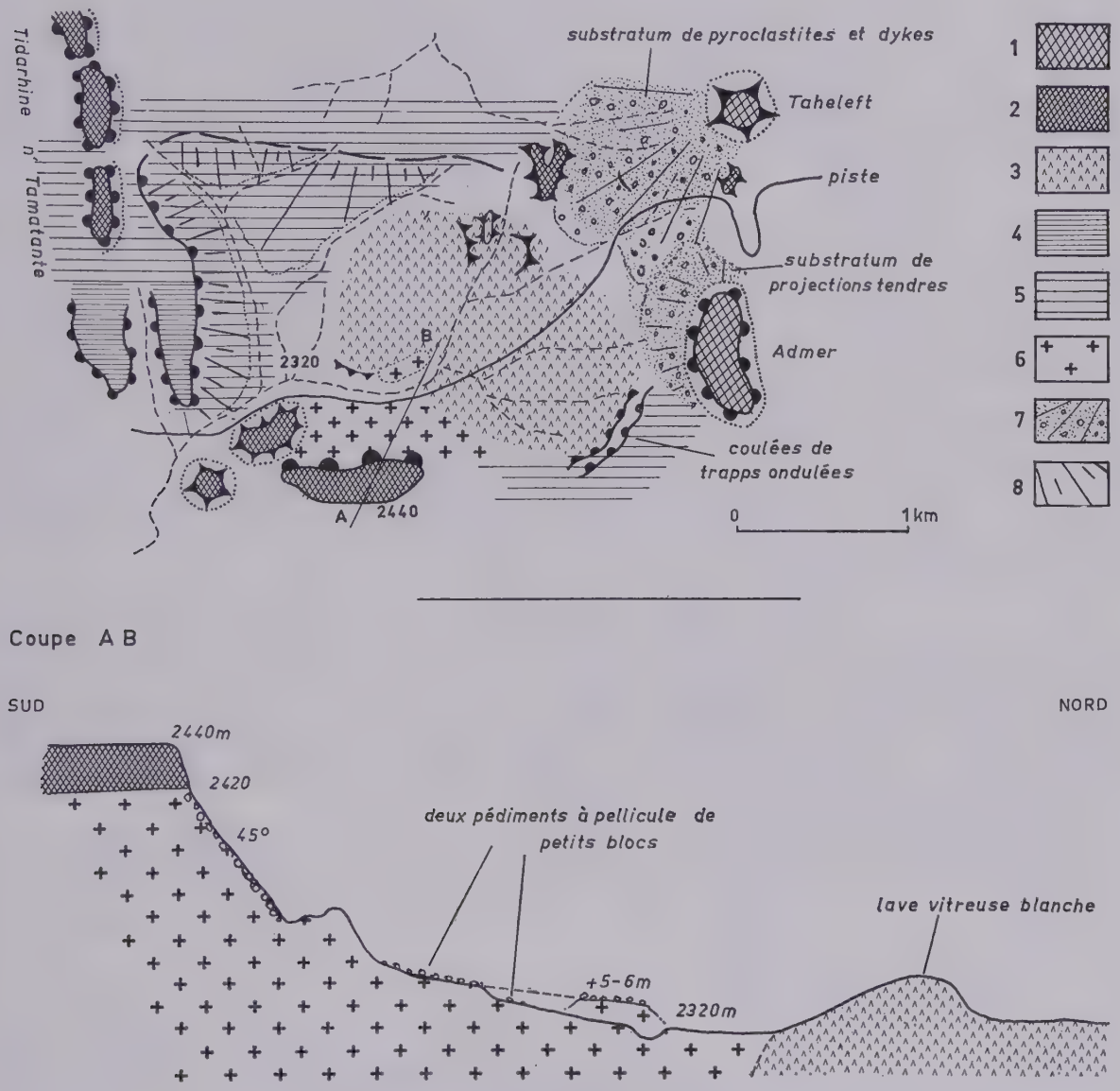


Fig. 83. — La haute vallée de l'Oued Amsa à l'amont d'In Tafeute : 1 - dolérite ; 2 - phonolite ; 3 - lave vitreuse blanche (rhyolite ?) ; 4 - replat structural dû à une coulée basaltique plus fraîche dans l'empilement des trapps ; 5 - basaltes altérés des trapps ; 6 - granite ; 7 - éboulis ; 8 - glacis d'érosion dans les basaltes altérés.

En aval, sur le même O. In Tafeute, la photo XVIII, XXIV-117, montre un problème identique juste à l'Ouest de l'Ahouknet où l'oued coulant dans une large vallée taillée dans les trapps, pénètre pendant environ 800 mètres dans une voûte granitique qui s'élève à 40-45 mètres sur les versants. Les coulées basaltiques disparaissent en haut des versants, la vallée est creusée en gorge très étroite, puis brusquement l'oued s'enfonce à nouveau dans les basaltes. Le socle est constitué d'un granite rose à grain très fin, très riche en muscovite : il pose exactement les mêmes problèmes qu'en amont. Il faut remarquer cependant qu'ici le réseau hydrographique est

surimposé dans le socle alors que dans l'O. Tin Tortorine et le haut O. In Tafeute, l'hydrographie est calquée sur le contact entre socle et trapps.

b) Les trapps sont très certainement affectés par le bombement : Au Nord, comme au Sud de l'axe des protrusions, les coulées s'élèvent lentement vers la partie centrale. Ainsi au Nord, toutes les lanières Nord-Sud comme l'Abada Nemahar (au Nord de l'Assekrem) ou l'Ahan Elessous (à l'Est de l'O. Akayaye) s'élèvent régulièrement vers le Sud [1]. Au Sud de l'ellipse, les trapps sont bien mieux conservés et sont limités vers l'ellipse par des talus tournés vers le Nord qui font penser à des reliefs monoclinaux. Or cette fausse « cuesta » se modèle curieusement sur les alignements que l'on peut percevoir parmi les protrusions. Ainsi, au Sud de l'Assekrem, sur la rive droite de l'O. Tarhoumoute, des pitons trachytiques s'alignent presque Nord-Sud (Arouri n'Aïhed, Iknéouane, Iouendesse), assez fidèlement suivis par le cours NS de l'O. Tarhoumoute. Or cet alignement se prolonge, vers le Sud, par un grand abrupt de 6 km, presque Nord-Sud, à l'intérieur des trapps (NF 31, XVIII, XXIV, 90-91) qui paraît difficilement explicable par les seules causes pétrographiques. Ceci est encore plus manifeste plus à l'Ouest, où les trapps s'arrêtent brusquement par un talus presque rectiligne de 5 à 6 km, orienté SE-NO, *le Tiridaline.*

Ce talus est bordé par une pseudo « dépression périphérique », drainée par la vallée subséquente de l'O. Azig (fig. 84). D'après son orientation cette vallée allait rejoindre l'O. Daledje au Sud de l'Ahelef, mais elle a été barrée par la chaîne Nord-Sud des « puys » de Temerest à Adjour et elle est aujourd'hui perchée à plus de 150 mètres au-dessus de l'O. In Dalèdje. Son débouché actuel est dû à une capture récente, mais l'oued doit franchir une « chute » de basalte récent de 15 mètres qui a arrêté toute érosion régressive. Comme les trapps sont peu résistants sur cette bordure Est, une autre capture se prépare, à l'Ouest de l'In Boriane où l'obstacle des coulées récentes n'existe pas. Cette vallée « subséquente » est une vallée d'érosion typique, encore parsemée de quelques buttes témoins de basalte ou de petits pitons phonolitiques à manteau d'altération argileuse blanche (Tariemt).

Apparemment rien ne paraît avoir guidé ce tracé NO-SE, puis Nord-Sud de la « cuesta » du Tiridaline. On remarque pourtant que ce tracé NO-SE se calque exactement sur celui de la chaîne des Ikamkamen, de l'O. Tebazaït et de la chaîne du Tidjamayène. Cet accord est assez troublant d'autant plus que les trapps s'élèvent du SE (2 250) au NO (2 400 m) parallèlement à l'élévation de ces chaînes. Le tracé Nord-Sud également se calque sur l'alignement des « puys » récents, lui-même lié semble-t-il à une direction « acide » plus ancienne marquée en particulier par le dyke de l'In Boriane. Cette direction est fidèlement suivie par l'O. In Dalèdje.

c) On peut soupçonner des influences tectoniques plus importantes encore : *En effet, en suivant vers le NO, la direction SE-NO,* on remarque que les blocs granitiques de l'O. In Tafeute, puis de l'O. Tin Tortorine se trouvent dans le même alignement qui prend la Koudia en écharpe jusqu'au NE du Tahat. Cet alignement est d'ailleurs jalonné aussi par les petits cônes basaltiques de la Koudia proprement dite : O. Segaïka, les deux Redjem dans le haut Abdassène [2], les deux cônes récents du confluent des O. Tin Tortorine et Abdassène. Cette bande SE-NO correspondrait à une zone de surélévation maxima qui se traduit dans l'altitude des cols de l'Assekrem (2 520) et à l'Ouest de Segaïka (2 425 m), de beaucoup les plus élevés de la Koudia.

Partant de cette observation, on est tenté de trouver d'autres directions peut-être moins certaines. La photo oblique américaine 1057-167-48 R semble indiquer un talus assez rectiligne SO-NE se branchant perpendiculairement sur le précédent de l'Iknéouane vers le Tafedje (2 525 mètres) et, c'est un fait, qu'à chameau sur les trapps méridionaux, on a bien l'impression que les premières protrusions se dressent comme une muraille.

De la même façon, une sorte de gouttière SO-NE paraît se brancher sur cet alignement principal, vers l'Est. Elle semble ignorée par le réseau hydrographique qui, au pied de l'In Taraïne suit les directions voisines de NS qui reflètent la plus grande pente. Ces oueds traversent perpendiculairement cette gouttière excepté l'O. Ahoggar inférieur qui la suit sur plus d'un kilomètre en s'élargissant considérablement. Cette gouttière est bordée par deux alignements de gros appareils :

— Tadjerjiste, Tin Teraze, Tahlafte au Nord.

— Ahelef, Assakansas, Hadéou (2 636 mètres) au Sud. Or après l'Hadéou, cette direction se suit tout le long du Tesserlite par l'Issou, le Tamékitène, etc., avec des tronçons de vallées « adaptées »

1. On soupçonne aussi une influence tectonique dans ces orientations NS des lanières de trapps et des vallées. Par exemple la vallée de l'O. Temorte est anormalement étroite et rectiligne, perchée à 60 mètres plus haut que l'O. In Tekadène voisin sans que rien ne justifie ces différences : l'O. Temorte semble couler au contact de séries de laves assez différentes de part et d'autre, peut-être dénivellées par faille (on trouve deux petits cônes de scories perchées sur le versant occidental).

2. « Stratovolcan typique à belles coulées prismées à olivine » déjà décrit par J. Bourcart (1925). Le socle cristallin affleure largement à son voisinage.

comme le haut O. Aharouah. Cette direction est un peu moins nette que la direction NO-SE, mais elle renforce l'hypothèse d'une influence « tectonique » sur le tracé du Tesserlite.

On peut en conclure, à titre d'hypothèse, que les protrusions ne sont pas réparties de façon totalement anarchique. Les plus nombreuses s'alignent selon deux directions qui se recoupent en V dans le haut O. In Daledje. La principale, SE-NO, paraît avoir concentré l'activité volcanique et tectonique principale, la seconde SO-NE va en diminuant rapidement. Sur ce V principal, se greffent sans doute de petites

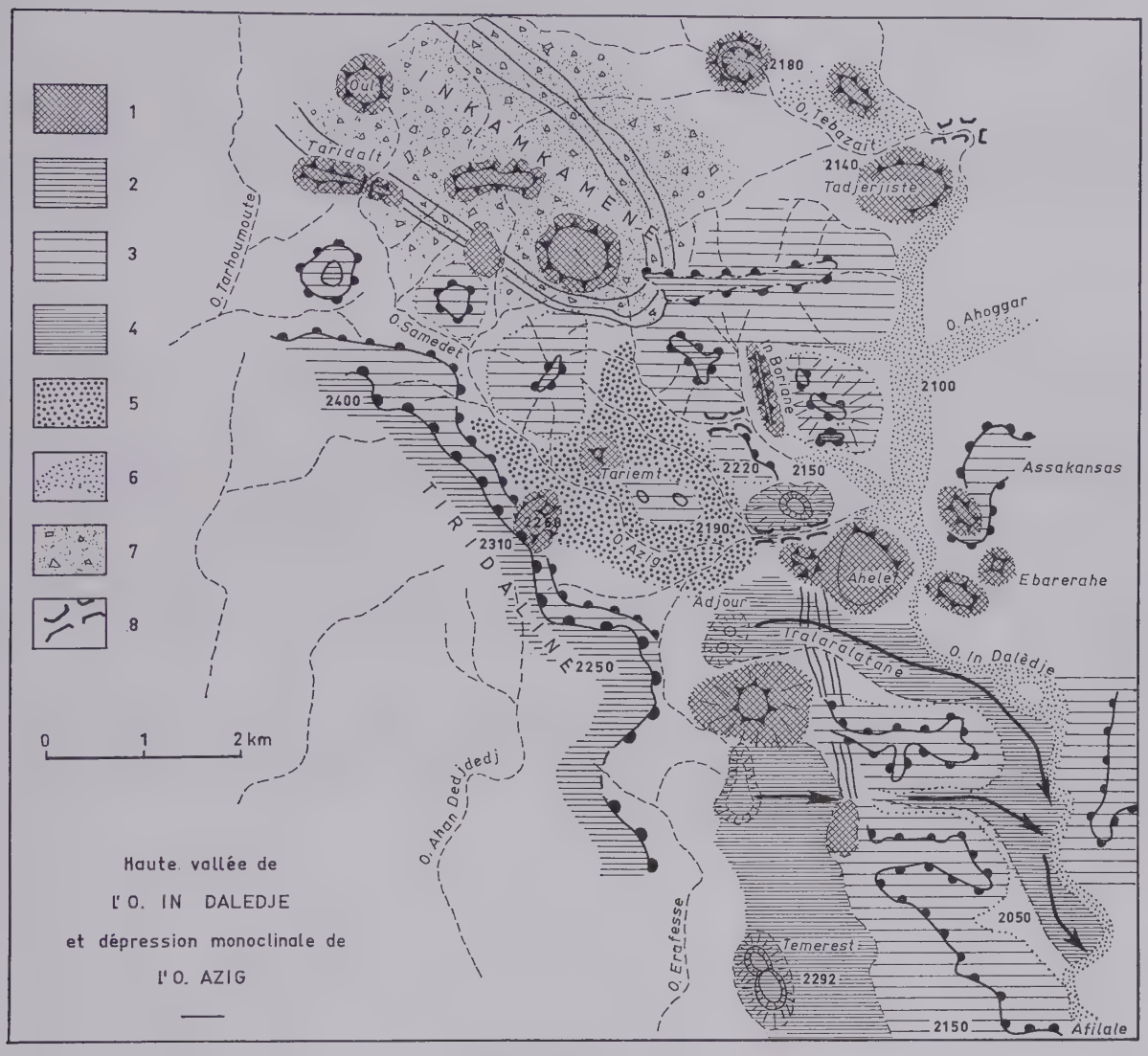


Fig. 84. — Schéma de localisation des différents reliefs de la région de l'Oued Azig et du Tiridaline : 1 - appareil de lave « acide » ; 2 - coulées supérieures des trapps (basaltes peu altérés) ; 3 - reliefs dérivés dans les basaltes altérés (glacis, collines) ; 4 - volcanisme basaltique récent (cônes stromboliens et coulées) ; 5 - alluvions de la vallée perchée de l'O. Azig ; 6 - alluvions des vallées actuelles ; 7 - éboulis empâtant les flancs de la chaîne d'In Kamkamen ; 8 - gorge.

directions rayonnantes : Nord-Sud (O. Tarhoumoute, O. Temorte, O. Iherane, etc.), SO-NE (Ikénouane, Tafedje) ou même Est-Ouest comme cette faille de faible rejet signalée au SO du Tahat par P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 21) d'après photo aérienne et sur laquelle on peut voir, au sol, un petit cône volcanique très récent. Ce style tectonique explique la disposition générale des vestiges de trapps et de leurs abrupts (Tesserlite, Tiridaline, O. Tarhoumoute), l'orientation des artères hydrographiques et la répartition des principales altitudes du massif. On peut aussi remarquer que c'est

au contact des deux Koudia que se referme le V dans l'axe duquel se trouve la chaîne des « puys » Nord-Sud (Adjour-Temerest). C'est là que naissent les plus grands cours d'eau : In Daledje vers le Sud et Issakarassène vers le Nord. Toute l'hydrographie semble sous la dépendance de la répartition des protrusions : les vallées les plus larges se situent dans les zones de moindre densité, tandis que les vallées étroites sont en rapport avec les alignements d'appareils. Mais il ne faut pas oublier que les oueds tranchent aussi parfois certains appareils :

— quand ceux-ci ont été détruits par une explosion postérieure comme à l'aval de l'O. Tebazaït.

— mais surtout parce que certains appareils ne sont pas parvenus à la surface comme dans le haut O. Iferdjane (fig. 82). Il y a eu alors « surimposition » du réseau dans les trapps puis enfoncement dans ces intrusions. On peut en citer plusieurs cas : l'O. Samedet tranche le Taridalt (fig. 84), de même les O. Itedjarnine, In Tafeute, Atalisse ou Tarhoumoute traversent de part en part des protrusions situées dans leur thalweg. Ce sont des arguments morphologiques en faveur du caractère « intrusif » de certains pitons. Les gorges de l'O. In Daledje dans les « chaînes » de protrusions du Tadjerjiste Tin Teraze (où il descend de près de 40 mètres) ou Ahelef Ebarerahe (fig. 84) créent aussi des obstacles sur le cours de ce grand oued, mais elles peuvent être adaptées aux points bas de ces « chaînes » et, faute de précision, il convient de les appeler « épigéniques ».

C. — CONCLUSION

Ces « protrusions » ont donné naissance à des petits reliefs originels ou « dérivés », d'une variété extrêmement déconcertante. Presque chaque appareil est un cas particulier et original. Par contre l'apparition du plus grand nombre de ces volcans a correspondu à l'une des périodes majeures de la mise en place du bombement de l'Atakor, sous l'influence de déformations du socle, bien visibles si on observe la montée graduelle de la surface pré-volcanique, qui est subhorizontale vers 2 000 à 2 050 mètres dans l'Atakor oriental, puis s'élève à 2 300 mètres au Nord de l'Assekrem, à 2 350 mètres à l'Est du Tahat ou de l'Ilamane, et plus de 2 400 mètres sur le flanc Ouest de l'Ilamane ou du Tahat. La Koudia occidentale s'individualise à cette époque à laquelle elle doit ses altitudes plus fortes, ses pentes bien plus nettes et son hydrographie rayonnante. Cette période se situe bien après les épanchements des trapps car ceux-ci sont à la fois rebroussés en bordure des appareils, comme l'a si clairement montré P. Bordet, et déformés en fonction du bombement. Mais d'autres part l'apparition de ces appareils paraît antérieure à la mise en place du réseau des vallées actuelles et de leur morphologie de glacis étagés.

Cette période de déformations tectoniques et d'érosion violente a eu pour conséquence une exhumation rapide des affleurements de socle sur les flancs de la Koudia. Elle marque le début d'une nouvelle évolution vers des reliefs d'érosion différentielle après la longue phase de ralentissement à la fin de l'élaboration de la surface pré-volcanique, et même l'arrêt de toute érosion lors de la fossilisation du relief sous les coulées des trapps.

QUATRIÈME PARTIE

RELIEFS D'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE DANS LE SOCLE SUR LES FLANCS ET LES BORDURES DE L'ATAKOR

INTRODUCTION

La longue interruption survenue dans l'évolution morphologique du socle à la suite de la fossilisation sous les trapps permet de distinguer, dans l'Atakor, DEUX « GÉNÉRATIONS » DE RELIEFS D'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE. *Certaines formes topographiques situées en contrebas de la surface prévolcanique sont postérieures à la fossilisation* et ont connu une évolution relativement simple. Ainsi, à l'Ouest de l'Ilamane et du Tahat, les paysages de la Koudia font brusquement place à une bordure granitique escarpée qui, vue de l'Ouest, apparaît comme une « chaîne » topographique où se succèdent du Nord au Sud l'Ifrak, la Taessa, et au SE le Torak, série de contreforts qui donnent une ampleur considérable à la Koudia occidentale. Des mesas basaltiques éparses à plus de 2 400 mètres sur la Taessa, 2 000-1 972 mètres sur l'Ifrak, ou encore au NE, 2 050-1 950 mètres sur un autre massif, l'Abdassène, prouvent que ces granites ont été recouverts par les coulées inférieures, peu altérées, des vieux trapps. D'autre part le réseau hydrographique rayonnant à partir de la Koudia et certainement surimposé dans la couverture volcanique s'est enfoncé indistinctement dans ces granites et dans les roches encaissantes. Ainsi l'O. Abdassène, traversant le granite du même nom avec une indifférence évidente, en est l'exemple le plus remarquable. De même dans la chaîne Ifrak-Taessa, la direction des oueds successifs tourne insensiblement du Nord au Nord-Ouest, puis Est-Ouest à l'Ouest, puis NE-SO au Sud-Ouest en suivant très fidèlement les pentes de l'extrémité occidentale de la Koudia.

Par contre, sur le flanc Sud, l'In Tounine et l'Aheleheg se trouvent à plus de 40 km de la ligne de faîte (contre moins de 10 pour l'Abdassène). Dans l'intervalle s'étendent de vastes plateaux basaltiques : d'abord de vieux trapps qui s'abaissent lentement, en continuité jusque vers l'Akar Akar (2 000 mètres) puis de vastes lambeaux de « basaltes des plateaux » avec une ou deux coulées superposées ne présentant pas d'altération caractéristique. Ces coulées indifférenciées semblent correspondre aux coulées inférieures, peu altérées, des vieux trapps qui ont été beaucoup plus érodés vers l'aval. Or, que l'on prolonge le profil des témoins certains des trapps ou que l'on examine ces mesas de « basalte des plateaux », on constate qu'une partie au moins des deux massifs granitiques reste au-dessus de la surface de base du volcanisme. En effet, *contrairement aux massifs précédents, l'In Tounine et l'Aheleheg sont, en partie, des reliefs antérieurs aux trapps*. Leur développement aurait commencé lors de l'élaboration de la vieille surface prébasaltique qu'ils dominaient comme le Serkout à l'heure actuelle dans la partie orientale du bourrelet. Arrêtée par les épanchements volcaniques, l'évolution a repris après la destruction de la couverture basaltique et l'érosion postérieure a fait apparaître de nouveaux reliefs. Il en résulte un étagement de deux séries de formes topographiques : les hauts sommets sont de petits reliefs aux formes hardies s'élevant de 200 à 400 mètres au-dessus des « vieux basaltes », qui reposent sur une surface ondulée limitée par des talus souvent escarpés, mais de faible ampleur, qui sont eux, franchement postérieurs à la surface pré-volcanique.

AU CONTRAIRE, SUR LES BORDURES DE L'ATAKOR OU LES « VIEUX BASALTES » ONT ÉTÉ TRÈS ÉRODÉS (OU MÊME N'ONT PEUT ÊTRE JAMAIS EXISTÉ), L'ÉVOLUTION A ÉTÉ BEAUCOUP PLUS CONTINUE. Pourtant l'individualisation des reliefs d'érosion différentielle reste faible. On observe de petits inselbergs isolés comme le Tadéraze (près d'Idelès), ou le Tin Teganet (à l'Est de Tit), dont l'ampleur n'atteint pas celle des reliefs anté-volcaniques de l'Aheleheg ou de l'In Tounine. Les contrastes les plus fréquents opposent des alignements désordonnés de petits chaînons à de vastes plaines parsemées de très petits inselbergs. C'est l'opposition classique des reliefs appalachiens et des plaines granitiques, qui caractérise la majeure partie du Hoggar.

Dans ces différents types d'évolution morphologique, le comportement extrêmement variable des roches granitiques attire aussitôt l'attention. Par rapport aux schistes cristallins, les granites sont tantôt fortement en relief, tantôt évidés en alvéoles, et les formes très variées qui en résultent s'opposent à la monotonie et à la confusion des topographies gneissiques. Mais, à l'intérieur même d'un massif granitique, on remarque des oppositions systématiques dans le comportement des diverses variétés

de granite. Il est donc normal d'attribuer une place exceptionnelle à la morphologie granitique, d'autant plus que les caractères pétrographiques d'un type de granite peuvent être définis relativement facilement à cause de l'homogénéité de chaque phase de granitisation et des contacts souvent tranchés avec les roches environnantes (caractéristiques qui rapprochent les granites des roches volcaniques). Au contraire les schistes cristallins se caractérisent par des influences diffuses qui rendent leur étude nettement plus complexe. Il suffit pour s'en convaincre d'énumérer LE NOMBRE DÉJA GRAND DES FACTEURS QUI INTERVIENNENT DANS L'EXPLICATION DES RELIEFS GRANITIQUES :

1) **L'homogénétité du granite tient, en premier lieu, à la complète cristallisation de la roche**. Mais les cristaux peuvent avoir des *tailles* extrêmement variables. Dans l'ensemble les structures micro-cristallines sont un facteur de résistance de la roche, puisque des filons, même riches en éléments ferro-magnésiens, sont souvent en relief et ce comportement s'expliquerait par une moindre porosité de ces roches. Mais des mesures systématiques de porosité sont encore nécessaires. Au contraire les granites à gros grain sont généralement considérés comme fragiles, à cause de leur porosité plus grande, mais aussi de leur plus forte sensibilité aux variations de volume (dilatation des cristaux, hydratation). Mais entre ces deux cas extrêmes existent toutes les transitions des grains « moyens », des granites porphyroïdes, etc. P. BIROT a attiré à plusieurs reprises l'attention sur les roches à deux phases de cristallisation qui semblent plus résistantes sous tous les climats pour des raisons encore mal éclaircies. Ces structures plus ou moins complexes posent un second problème lié à la *forme des cristaux* et à leur cohésion. En effet des cristaux parfaitement formés en lattes, en paillettes ou en grains à contours francs offrent beaucoup moins de résistance à la désagrégation granulaire que des minéraux xénomorphes, c'est-à-dire entièrement dépourvus de formes propres, avec des contours très compliqués évoquant les pseudopodes des amibes. On peut penser qu'une individualisation très poussée peut être un facteur de fragilisation, tandis que l'imbrication de cristaux mal formés renforce la cohésion. C'est un facteur important dans des régions désertiques où la désagrégation joue un rôle très actif et il pourrait expliquer la résistance particulière des faciès porphyroïdes ou des faciès de coupole où les cristaux semblent s'être développés de façon plus désordonnée. Mais il n'est pas impossible que d'autres effets de cette cristallisation imparfaite interviennent en sens inverse. En effet il se pourrait fort bien qu'il n'y ait pas équilibre des charges électriques sur le pourtour de cristaux mal formés et des phénomènes encore très mal connus d'attraction ou de répulsion peuvent intervenir pour modifier la cohésion de l'ensemble.

D'autre part les mécanismes de la cristallisation interviennent certainement pour expliquer la plus ou moins grande abondance *d'inclusions gazeuses ou liquides* emprisonnées à l'intérieur des cristaux. Ces alignements d'inclusions deviennent des lignes de faiblesse préférentielles et se transforment souvent en fissures. L'étude de ces inclusions s'effectue à l'aide d'un microscope à très fort grossissement ou, globalement, en écrasant les quartz selon la méthode préconisée par G. DEICHA. Enfin les cristaux ont connu une longue histoire depuis leur formation en profondeur et subi bien des pressions qui ont généralement brisé les quartz ou décollé les lattes des feldspaths et les lamelles des micas. Cette *fissuration des cristaux* étudiée qualitativement sur lames minces ou par la pénétration du bleu de méthylène se mesure aussi, globalement, à l'aide d'un porosimètre à mercure. Elle est en principe plus forte dans les « vieux granites » que dans les granites post-tectoniques, mais elle peut varier beaucoup suivant la position de l'échantillon par rapport aux zones de compression et de broyage, ou suivant l'élasticité relative de l'ensemble. Ainsi certains granites riches en quartz présentent parfois une faible résistance à l'érosion car ils ont subi plus intensément les phases de compression que les granites riches en minéraux plus « élastiques » (feldspaths, micas). Mais l'ordre de cristallisation des minéraux qui constituent le granite peut aussi intervenir sur le degré de fissuration des quartz. En effet souvent les quartz qui cristallisent assez tôt (« quartz ronds » par exemple) résistent mieux à l'écrasement que les quartz tardifs, étirés et irréguliers. Cet *ordre de cristallisation* joue un rôle complexe qui peut aboutir à des comportements très différents suivant les roches. Ainsi un granite dans lequel les éléments « fragiles » se situent systématiquement dans la pâte micro-cristalline offre peu de résistance à l'érosion (comme par exemple le granite porphyroïde de Tifokraouine près d'Idelès où abonde la biotite microcristalline). Au contraire quand cette pâte groupe surtout du quartz isolant des feldspaths fragiles qui s'altèrent sans modifier sensiblement la cohésion de la roche, le granite porphyroïde est alors en relief (cas de la bordure Est du granite d'Aguenar, à l'Ouest de Tamanrasset).

2) **Les différences dans la composition minéralogique des granites ont été très tôt invoquées comme des facteurs d'érosion différentielle**. Une *forte teneur en quartz*, considérée comme un facteur de résistance à l'altération, est souvent aussi une cause de fragilité à cause des fissures plus nombreuses qu'on observe alors dans les quartz et qui accélèrent la pénétration de l'eau.

L'abondance de la biotite est un facteur très important de la fragilité des granites à cause de l'entraînement facile du fer par les eaux acides (sous climat humide), de la structure lamellaire qui facilite l'hydratation, ou même peut-être à cause d'une dilatation plus forte due à la couleur noire (?). Mais il y a de curieuses exceptions. Comme dans beaucoup de régions de vieux socles, on trouve dans l'Atakor un exemple de massif de gabbro en relief (Taramaste), et au flanc Sud-Est de la Tefedest l'Alioum est une haute coupole constituée par des diorites (essentiellement feldspaths-plagioclases et amphiboles). Certains sommets de l'Aheleheg ou de l'In Tounine sont formés de granites de couleur sombre, riches en biotite. Par contre des granites à amphibole (bordure Nord) ou à cordiérite (In Tounine) se comportent ici « normalement » c'est-à-dire comme des roches fragiles. La teneur en ferro-magnésiens ne peut donc pas être isolée du contexte, surtout en région sèche où, par exemple, même s'il y a libération du fer, elle ne s'accompagne pas forcément de son évacuation. Déposé dans les fissures, ce fer peut diminuer la porosité de la roche ou, abandonné à l'extérieur sous forme de vernis désertique, il peut s'opposer à la désagrégation granulaire. D'autre part la répartition même des lamelles de biotite intervient, car elles peuvent être dispersées dans la masse, groupées en amas, disposées en cloisons, etc. *Le rôle des feldspaths est plus complexe encore.* En principe sous les climats tempérés les feldspaths potassiques sont plus résistants que les plagioclases, probablement parce que ceux-ci contiennent une proportion plus ou moins forte d'éléments bivalents (Ca), plus sensibles à l'hydrolyse « acide » que K ou Na. Mais A. Rondeau (1961) a émis l'hypothèse que cette loi devait s'inverser en région sèche où, selon lui, l'hydrolyse serait « alcaline ». C'est une théorie dont il faudra tenir compte dans une région aussi continentale et désertique que l'Atakor. Mais les feldspaths posent un autre problème très délicat qui concerne le rôle des réactions chimiques se produisant lors de la cristallisation de ces cristaux ou après, et qu'on groupe sous le nom *d'endometasomatose.* En effet les feldspaths potassiques de faciès perthite sont imprégnés d'albite en micro-filonnets qui risque de diminuer l'homogénéité du cristal, mais peut également en atténuer la porosité en remplissant d'anciennes fissures (quand il s'agit d'un apport tardif). Les réactions au contact de feldspaths différents (myrmékite) ou au contact entre feldspath potassique et quartz (micropegmatite) semblent, a priori, un élément de faiblesse puisque ces auréoles de corrosion risquent de favoriser la désagrégation granulaire. Mais ces bourgeons de plagioclases ou de quartz peuvent peut-être, au contraire, souder les cristaux voisins, à la manière d'une fermeture éclair... D'une façon plus générale, on ne peut considérer les cristaux comme des entités bien définies, car des *modifications chimiques tardives* sont très fréquentes. Ainsi par exemple une imprégnation sodique diffuse au niveau du « toit » du batholite d'In Tounine semble avoir modifié le comportement du granite en le rendant plus résistant, probablement par l'obturation des fissures sous l'influence des éléments d'apport. Mais d'autres apports peuvent au contraire fragiliser la roche en y ajoutant des minéraux altérables comme l'épidote. En outre des déséquilibres en profondeur entraînent fréquemment la modification de certains cristaux, avant toute altération pédologique, et ces modifications ne vont pas toujours dans le sens d'un amoindrissement de la résistance. Ainsi la transformation en séricite ou en chlorite peut remplacer des minéraux plus altérables par d'autres plus stables.

3) **Le granite se dissocie également en éléments grossiers en fonction des réseaux de diaclases.** Le rôle de ceux-ci est nettement plus important dans les granites que dans les schistes cristallins où il interfère toujours plus ou moins avec l'influence des lignes de schistosité. Ces diaclases sont des *lignes de faiblesse* à une autre échelle que les contacts intergranulaires et elles interviennent dans la pénétration de l'eau en profondeur. Leur densité intervient donc dans le degré (très faible) de perméabilité du granite et fixe la profondeur atteinte par les toutes premières phases de l'altération. Mais il faut pour cela que les diaclases soient ouvertes. Or des *remplissages pneumatolytiques ou hydrothermaux* obturent parfois les diaclases et peuvent inverser complètement le sens de leur action morphologique. Ainsi une intense silicification (Aheleheg) ou la mise en place de très fins filonnets de greisen (NO de l'In Tounine) peuvent localement transformer un granite haché de diaclases tous le 20 à 30 cm en une roche résistante. Mais, même quand la cause de la résistance d'un granite doit être recherchée à l'échelle des cristaux, *les diaclases gardent un rôle primordial en influençant le modelé granitique.* Ceci est d'autant plus vrai en zone désertique où, faute d'altération chimique, la roche est encore très cohérente à l'affleurement. Les dômes ou coupoles sont directement liés à de grandes diaclases ou écailles courbes, là où les systèmes concurrents ne sont guère développés ; les « balles de laine » ou les boules correspondent généralement à des systèmes orthogonaux assez lâches. Enfin les tours et les clochetons sont en rapport avec des diaclases surtout verticales, en particulier dans les zones qui ont subi des contraintes tectoniques postérieures à la mise en place du granite.

4) **Enfin les massifs granitiques sont limités par des contours plus ou moins nets.** Ces contacts géologiques francs créent des discontinuités suffisantes dans la résistance des roches pour

permettre l'apparition de reliefs bien individualisés ou l'évidement d'alvéoles à forme géométrique.

Ces différentes raisons expliquent la place primordiale attribuée a la morphologie granitique dans cette étude des régions de socle de l'Atakor. Par la variété de leur comportement, les granites posent plus de problèmes que les schistes cristallins, mais ces problèmes sont relativement plus faciles à résoudre puisque chaque granite peut se définir et se délimiter de manière plus simple. Cette netteté des faciès est surtout observable dans les massifs intrusifs où l'étude de l'érosion différentielle se trouve facilitée. En particulier, les batholites d'In Tounine et de l'Aheleheg présentent l'avantage de juxtaposer des granites nettement différents dont le comportement peut être étudié à la fois avant l'épanchement des « vieux basaltes » et dans la phase postérieure à la fossilisation.

CHAPITRE PREMIER

LES INSELBERGS COMPLEXES DE L'AHELEHEG ET DE L'IN TOUNINE :

L'Aheleheg et l'In Tounine offrent les plus beaux exemples d'érosion différentielle et une variété de formes surprenante qui s'oppose au fouillis des petites crêtes environnantes. On peut cependant tout de suite distinguer, dans chaque massif, deux sortes de reliefs de dimensions bien différentes :

a) Les petits reliefs aux formes hardies qui s'élèvent au-dessus de la surface prébasaltique sont des inselbergs au sens classique. Ils dominent aussi bien les roches encaissantes que le reste du batholite par des talus extrêmement escarpés, où la roche lisse s'élève souvent très brutalement en croupes convexes qui brillent au soleil comme des carapaces d'acier. Leur surface sommitale est accidentée de dômes ou pitons plus petits, ou encore de collines de boules au milieu de très petites dépressions sableuses. Mais tous ces reliefs secondaires n'affectent pas l'unité de l'inselberg, car le réseau hydrographique reste à l'état embryonnaire, sous la forme de simples rainures qui peuvent être très profondes, mais strictement limitées aux zones de broyage ou aux diaclases importantes du granite. Ainsi, à l'In Tounine, la moitié NE du massif, au Nord du grand axe du batholite, est constituée par un petit « *plateau* » et une série de gros pitons (la « *dorsale* ») autour de 2 000 mètres, alors que l'altitude du reste du massif se situe entre 1 500 et 1 600 mètres. A l'Aheleheg, le principal relief bordé d'escarpements de 200 à 400 mètres se situe dans le quart NO du massif perpendiculairement à son axe. Il s'agit d'une lourde coupole à versants convexes, souvent parfaitement lisses, et qui épouse, en plan, la forme d'une ellipse de 7 km d'axe principal (et 3 km de largeur). Aucune expression topographique ne permet de désigner un tel relief en français, alors que le mot « taourirt » en tamahaq est un terme essentiellement descriptif qui s'applique exactement à une telle forme. Ce « *taourirt* » dépasse légèrement 1 900 mètres (1 912 au NE), et il se relie, à l'Est, à une « *échine* » hérissée de clochetons qui s'allonge parallèlement à l'axe du batholite (NO-SE) sur près de 6 km. Cette échine s'élève encore à 1 600-1 700 mètres et domine de près de 200 mètres les régions basses du massif.

b) Ces petits reliefs et les parties aplanies de chaque batholite se rassemblent en massifs cohérents de grande dimension, limités par des talus plus petits, qui correspondent généralement aux bordures mêmes des affleurements granitiques. Ces gros massifs présentent donc un modelé très varié où voisinent les inselbergs et des zones mollement ondulées ou alluviales. Le réseau hydrographique se développe en véritables vallées indépendantes des grands axes de drainage de l'Atakor, avec une hiérarchie d'affluents et des successions de gorges et d'élargissements (O. In Tounine, O. Tadadine, par exemple). On ne peut appliquer le terme d'inselberg à ces gros massifs grossièrement elliptiques qui mesurent 14 × 8 km pour l'Aheleheg (dont la forme ramassée se rapproche de l'ovale) et 20 × 11 km pour l'In Tounine, qui se termine presque par des pointes aux extrémités de son grand axe. Cette différence d'échelle qui se double de différences topographiques fondamentales avait amené les auteurs allemands à créer le terme d'« inselgebirge » pour ces véritables petites montagnes, et nous proposons de reprendre ce terme.

Ces deux Inselgebirge, orientés tous les deux selon un axe NO-SE, sont limités par des talus d'importance très variable. Il est curieux de remarquer aussitôt que leurs bordures les plus hautes et les plus escarpées se dressent vers le Nord au-dessus de la vaste dépression de l'Hassi Izernène, perchée à plus de 1 650 mètres et peu enfoncée par rapport aux plateaux basaltiques. Cette cuvette presque fermée [1] avec des pentes extrêmement douces paraît être une « dégradation lente » de la vieille

1. L'O. In Dalèdje orienté jusque là Nord-Sud, décrit un coude à 90° vers l'Est à l'Hassi Izernène pour s'engouffrer dans des gorges très sinueuses sur près de 20 km avant de reprendre, à l'Est de l'Aheleheg, une direction grossièrement Nord-Sud.

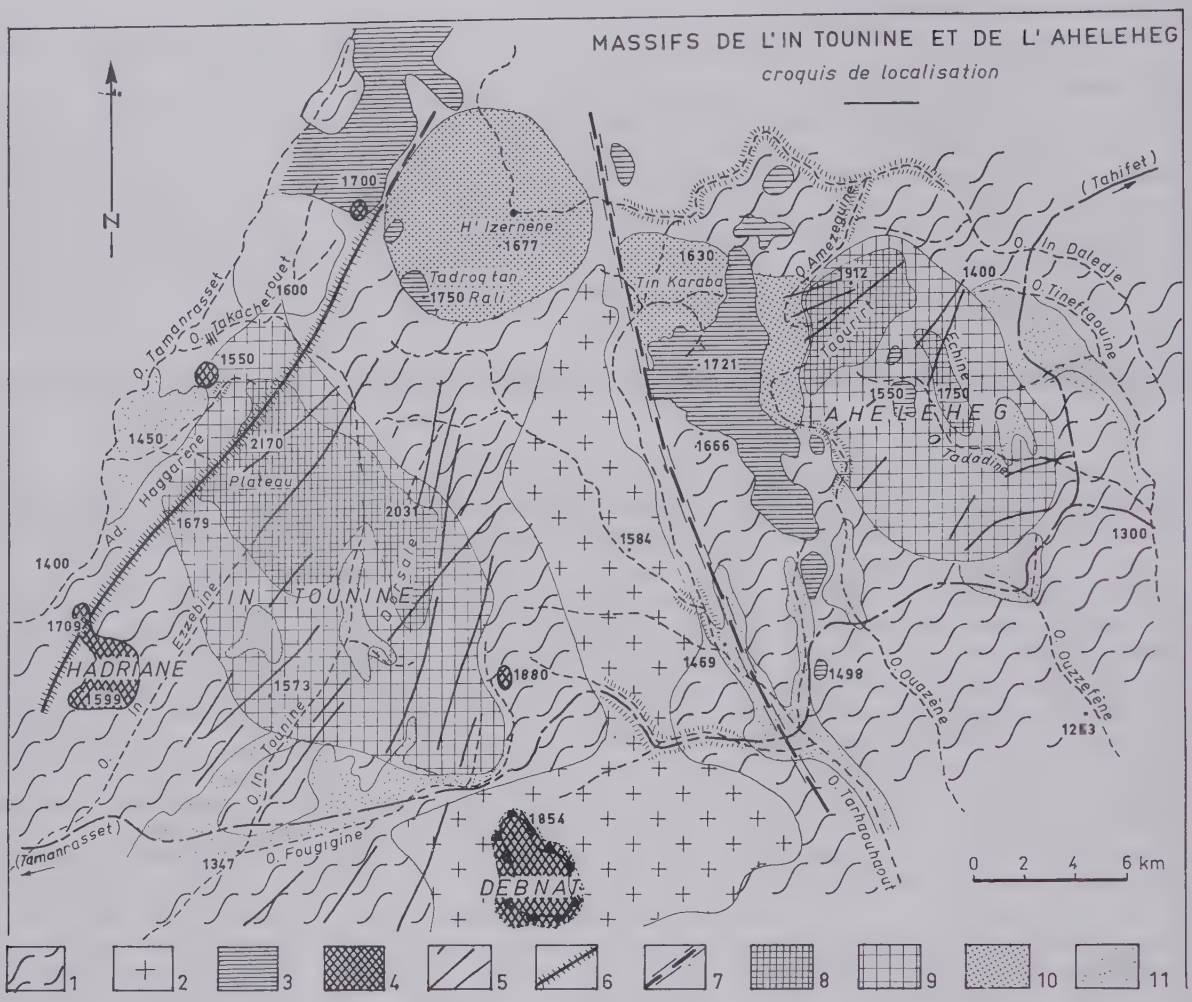


Fig. 85. — Croquis de localisation des massifs d'In Tounine et Aheleheg : 1 - gneiss plus ou moins granitisés ; 2 - granite migmatitique ; 3 - basalte ; 4 - appareil de lave « acide » ; 5 - principaux filons et fractures ; 6 - très large crête filonienne (quartz) ; 7 - mylonites ; 8 et 9 - granite intrusif (ou discordant), donnant de hauts reliefs prévolcaniques (8) ou un massif exhumé postérieurement aux « vieux basaltes » (9) ; 10 - plaine perchée en amont des gorges ; 11 - plaine en relation avec le réseau hydrographique actuel.

surface prébasaltique. Au contraire, les dénivellations bordières des deux batholites s'atténuent vers les façades tournées vers l'extérieur de l'Atakor, c'est-à-dire vers le SE pour l'Aheleheg et le SO pour l'In Tounine. Dans ces deux directions, la courbe de 1 400 mètres décrit deux « golfes » très accentués vers le Nord le long des oueds Tamanrasset et Tahifet. Les niveaux inférieurs des deux massifs paraissent donc beaucoup plus directement en rapport avec le façonnement postérieur à l'apparition du bombement.

1) *LE DÉGAGEMENT SI NET DE CES INSELGEBIRGE EST DU A LA BRUTALITÉ DES CONTACTS DU GRANITE AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES.*

Ces deux massifs intrusifs recoupent indistinctement des plis suggariens de direction méridienne et, à l'Est de l'Aheleheg, d'orientation grossièrement Est-Ouest. En effet, la position de ce massif est remarquable, puisque son axe correspond à une ligne de bifurcation de plissements suggariens, orientés Nord-Sud à l'Ouest et Est-Ouest à l'Est du batholite. L'orientation NO-SE de l'axe de ces massifs discordants n'est pas une direction originelle des plissements précambriens, mais celle d'une famille de batholites allant de Tanaout au SE à la Taessa. Les deux massifs de Tanaout montrent d'ailleurs très clairement la liaison entre ces granites et une phase de tectonique cassante marquée par des mylonites orientées aussi NO-SE. Cinq mesures effectuées sur ces granites (biotite et roche totale) donnent, toutes, des âges compris entre 470 et 520 millions d'années, ce qui confirme un âge largement postérieur aux phases

de plissement. Leur mise en place au Primaire expliquerait, en partie au moins, la résistance de ces granites, postérieurs à toutes les phases orogéniques, même du Précambrien supérieur. Ce caractère les rapproche des inselbergs de Nigeria (Younger granite), encore plus récents (Jurassique). Les conséquences morphologiques de cet âge « récent » sont très importantes :

a) Les bordures des massifs ne sont pratiquement jamais parallèles aux crêtes suggariennes puisqu'il n'y a même pas le rebroussement de l'encaissant qu'on observe par exemple au Tesnou. La formation d'un réseau hydrographique ou même de piedmonts à la périphérie des batholites est donc constamment entravée par ces petites crêtes obliques ou perpendiculaires.

b) La nature pétrographique des roches encaissantes n'est influencée que par l'intensité du métamorphisme régional du Précambrien. Ce métamorphisme n'étant pas lié aux batholites intrusifs, n'est pas du type dit « de contact » et ne comporte pas de cornéennes qui sont en général plus résistantes que le granite [1]. La répartition des roches de l'encaissant est extrêmement variable au voisinage du contact : gneiss et amphibolites (au SO de l'In Tounine, à l'Est de l'Aheleheg), migmatites (NO de l'In Tounine, Nord et Ouest de l'Aheleheg) et même lentilles de granite migmatitique (Sud de l'In Tounine). Les différences de dureté entre massif granitique et encaissant sont, par conséquent, très variables et ceci contribue à expliquer l'inégal dégagement des bordures.

c) Des réseaux de filons denses et variés traversent ces deux massifs en beaucoup plus grand nombre qu'ailleurs :

A l'Aheleheg, les filons sont très courts et liés de toute évidence aux grandes directions des « joints » de la classification de Cloos. Les joints dominant ici sont les joints « transverses » orientés SO-NE dans leur grande majorité avec une inclinaison vers l'O-SO-E-NE ou même Est-Ouest dans la partie orientale (carte en couleurs nº 8). La plupart de ces joints sont remplis de quartz pneumatolytique, plus rarement d'aplites-pegmatites. Une des originalités de l'Aheleheg est l'abondance des filons de lamprophyres, faciès hydrothermal de résidus de granitisation très riches en ferromagnésiens, mais extrêmement hétérogènes. Ces lamprophyres remplissent en particulier quelques joints « marginaux de retrait », longs de quelques dizaines de mètres au maximum. Ceux-ci permettent aux deux oueds qui drainent les parties basses du massif de s'échapper, en creusant des gorges en trait de scie exactement calquées sur l'évidement de cette roche altérable. Les joints longitudinaux ne sont guère représentés, mais se signalent par une intense fracturation dans l'axe de l'« échine » avec remplissage postérieur de silice. Les seules exceptions notables à cette localisation des filons dans les « joints » du batholite sont constituées par deux gros filons de quartz liés à des fractures obliques S-SO-N-NE qui traversent de part en part le massif au NO. Il en résulte une influence diffuse, mais très modérée du réseau filonien dans la morphologie de l'Aheleheg.

Au contraire, dans l'In Tounine, les filons sont puissamment développés et beaucoup plus continus.

1) *Ils sont beaucoup moins liés aux « joints » du batholite* excepté des venues filoniennes basiques (microdiorites) dans les diaclases transversales. D'autres joints ne sont guère soulignés par des filons, mais ils apparaissent nettement : les joints longitudinaux sont très réguliers et serrés au SO de l'O. In Tounine, mais les diaclases ont des directions beaucoup plus confuses sur le Plateau et un système de joints Nord-Sud apparaît à l'E-NE. Les directions des diaclases sont bien plus complexes qu'à l'Aheleheg, sans doute en liaison avec un régime de contraintes plus nombreuses auxquelles le massif a été soumis pendant sa consolidation et cette fracturation plus variée et plus forte joue un plus grand rôle sur le modelé du massif.

2) *Les filons correspondent en général à des accidents N-NE-S-SO* qui traversent tout le massif. Ces fractures ont des rejets variables :

Le plus important concerne le vaste système de filons de quartz de l'Adrar Haggarène logé dans des fractures [2] qui ont abaissé très nettement la partie Nord du massif. Le remplissage siliceux a affecté ensuite plusieurs cassures parallèles ou ramifiées, donnant une énorme crête qui porte le point culminant du massif (2 170 mètres au Tinhamour) et isole totalement l'extrémité Nord du reste du batholite. A l'Est un autre filon de quartz important mais unique, correspond à une fracture à rejet plus faible (quelques dizaines de mètres) ; sa crête continue sur 12 km environ, isole très nettement la partie SE du massif.

1. En réalité, ces granites n'ont pas été capables de donner naissance à des cornéennes parce que les gneiss et les migmatites représentent des équilibres physico-chimiques de haute température que le granite plus récent et intrusif ne peut plus modifier alors qu'il pourrait le faire dans des schistes.

2. Ces grands filons de quartz qui atteignent leur épaisseur et leur densité maxima dans le batholite se prolongent cependant sur des dizaines de kilomètres vers le SSO ou le NNE.

Ces filons de quartz, liés à des fractures postérieures plus générales, ont pour conséquence de cloisonner beaucoup plus le relief de ce batholite. Or d'autres fractures, légèrement antérieures, moins continues, s'orientent SO-NE, comme les joints transversaux. Elles sont remplies de microdiorites-microgabbros dus à une activité régionale (J. Boissonnas, 1962, p. 52). Or, ces roches riches en ferromagnésiens et surtout écrasées lors de la mise en place des filons de quartz jouent le même rôle de roche tendre que les lamprophyres mais, plus continues, elles ont réellement localisé certains thalwegs comme l'O. Inezzebine qui suit fidèlement un tel filon par un impressionnant canyon de 8 km de long. Enfin, parfois le remplissage est microgranitique, mais uniquement vers les bordures et dans l'encaissant, et son rôle est plus limité.

Ainsi, dans l'In Tounine, les filons ont une influence morphologique localisée, mais très importante et les diaclases « primaires » ou associées à diverses phases de fracturation jouent un rôle plus grand que dans l'Aheleheg. Ces influences « tectoniques » arrivent même à masquer l'importance de l'érosion différentielle entre granites différents.

2) *CES BATHOLITES SONT COMPOSÉS DE PLUSIEURS SORTES DE GRANITES JUXTAPOSÉS.*

Cette variété crée d'excellentes conditions pour une morphologie différenciée :

a) Le granite le plus répandu dans ces deux massifs est plus « grossier » que certains granites migmatitiques environnants. Pourtant, ces deux batholites donnent de véritables inselbergs alors que beaucoup de granites migmatitiques sont aplanis. En moyenne, le *grain du granite* « normal » de l'Aheleheg est plus fin que celui d'In Tounine (rapport Bourgeois) et plus homogène (P. Illy et P. Launey, 1955). Bien que riches en grands feldspaths potassiques subautomorphes, ces granites tendent par ailleurs à être équigranulaires. Ils contiennent un *plagioclase assez acide* (oligoclase) subautomorphe et les quartz se rassemblent en gros globules isolés et arrondis (J. Boissonnas). Les *myrmékites*, si développées dans les granites migmatitiques où de très longs réarrangements se sont produits, sont, au contraire, extrêmement réduites dans ces granites intrusifs. Enfin, les biotites en petits cristaux dispersés dans le granite migmatitique se rassemblent généralement ici en amas, limitant le nombre des points de départ de l'altération.

b) Chacun des deux massifs a été affecté par une évolution postérieure plus albitique. Celle-ci peut apparaître de façon brutale à l'emporte-pièce au milieu du granite grossier. Ces affleurements de granite albitique ont des formes elliptiques de plus de 2 km de longueur pour l' « ellipse claire » de l'Aheleheg et environ 1,5 km pour la « boutonnière » de l'In Tounine. Ils se localisent pratiquement dans l'axe principal de chaque massif, au NO pour l'Aheleheg, au SE pour l'In Tounine. A l'In Tounine, un granite fin à cordiérite entoure de façon presque continue le granite à albite et pourrait s'interpréter comme un front basique en avant de la granitisation albitique. Mais, en fait, J. Boissonnas a nettement montré l'antériorité du granite à cordiérite par rapport au granite albitique ; il s'agit par conséquent d'un granite encore différent.

c) La variété des faciès de chacun de ces granites :

Tout en gardant une composition minéralogique homogène, chacun de ces types de granite présente des faciès plus fins, plus porphyroïdes ou plus cristallisés suivant la position au sein du batholite. Dans certains cas, il y a même variation minéralogique avec plus d'albite localement au SO et NE, et à la pointe Nord d'In Tounine ou plus de biotite sur le taourirt de l'Aheleheg.

Cette variété de types de granite distingue nettement ces batholites de ceux que J. Ranoux (1956) et J. Boissonnas (1958-59, puis 1963) ont magnifiquement décrits dans le Pharusien de l'Ouest, avec une tendance à la structure annulaire.

Dans ces massifs, une auréole de granite de faciès variables suivant les batholites se traduit par une couronne de pitons et de coupoles tandis que l'intérieur, formé de granite plus porphyroïde est parfaitement évidé et aplani (Ad. Tejorak, Ad. Tihaliouine, Ad. Tioueiine). Par rapport à ces « dômes évidés », l'In Tounine et l'Aheleheg pourraient être appelés des dômes conservés car de nombreuses preuves existent, surtout à l'Aheleheg, d'une très grande parenté entre la forme actuelle et la forme du « toit » primitif du batholite. Nos deux massifs n'ont donc pas connu « l'inversion de relief » qui caractérise l'Ad. Tihaliouine où des reliefs périphériques hauts de plusieurs centaines de mètres, taillés dans un granite moyen à fin, plus alcalin et surtout plus siliceux, entourent une plaine de 10 km de diamètre évidée dans un granite porphyroïde grossier (J. Boissonnas, 1963, p. 697-698). Cette comparaison montre bien que ce dégagement en Inselgebirge n'est pas si « normal ». Il n'est réalisé que pour certains types de massifs intrusifs.

3) *CONCLUSION.*

Ces deux massifs posent donc des problèmes presque identiques à la fois par ce dégagement généralisé de leurs bordures individualisant deux « Inselgebirge » et d'autre part par leur morphologie de détail où intervient l'érosion différentielle. Pourtant, certaines différences apparaissent entre ces deux massifs presque « jumeaux » :

— *A l'In Tounine*, les différences entre les granites, pourtant plus variés, sont en partie oblitérées par le rôle de fractures postérieures à la granitisation : les thèmes majeurs du modelé semblent être de grandes crêtes filoniennes « régionales » et une variété de formes sous la dépendance directe des réseaux de diaclases.

— *A l'Aheleheg* au contraire, à l'écart de ces grandes fractures postérieures dont le rôle a été minime (NO), toute la morphologie dépend des différences assez tranchées entre granites et surtout d'un réseau de diaclases primaires qui est une illustration remarquable des schémas de Cloos.

I. — L'AHELEHEG, TYPE D'INSELGEBIRGE STRUCTURAL.

Le modelé de l'intérieur de l'Aheleheg est relativement simple, dominé par le Taourirt au NO et par l'« échine » dans l'axe du batholite. Pourtant, les anomalies ne manquent pas :

a) **Dans le Taourirt** le seul oued de quelque importance (O. Amezeguine) suit la pente de la coupole de 1 900 mètres au NE vers 1 800 mètres au SO en s'enfonçant progressivement, mais parvenu sur le piedmont, il tourne presque à 180° pour suivre en sens inverse la bordure du massif et rejoindre l'O. In Daledje. L'ensemble des petits torrents qui dévalent les pentes très raides du Taourirt semble diverger à partir de « l'ellipse claire » qui apparaît très nettement sur les photos aériennes (NF 31-XVIII-XXIV n° 17) parce que cette roche (le granite albitique) n'est pas recouverte par la patine très sombre des reliefs voisins. Or, cette ellipse qui mesure 2,2 km de long sur 900 mètres de large, n'est pas le relief résiduel que l'on pourrait attendre d'après la disposition du réseau hydrographique, mais une légère dépression toute hérissée de lames rocheuses de 30 à 50 mètres de haut à versants lisses qui tranchent sur les lourdes croupes granitiques environnantes. Ces lames s'orientent toutes perpendiculairement à l'axe de cette ellipse claire et pourtant cette dépression est drainée par un petit oued qui s'écoule vers le SE, en serpentant entre ces lames par d'invraisemblables détours. Ce petit oued ne draine que cette ellipse et s'en échappe en dévalant une série de marches d'escalier orientées comme les lames, au SE de l'ellipse. Il constitue la branche tout à fait supérieure de l'O. Tadadine, le principal cours d'eau de l'Aheleheg. Il rejoint une autre branche insignifiante qui a cependant construit un cône alluvial relativement important au pied du Taourirt. Ce flanc Sud du Taourirt que dévalent ces petits oueds sur 300-350 mètres de dénivellation est certainement le problème majeur du modelé de l'Aheleheg car il ne correspond pas à une limite nette de deux granites différents.

b) **Les deux branches principales de l'O. Tadadine encadrent étroitement la lourde « échine » de tous les cotés**. En effet la branche Ouest, au pied du Taourirt s'enfonce dans une gorge qui draine toute la partie occidentale de l'échine en franchissant péniblement un réseau de filons perpendiculaires à son tracé. L'échine semble opposer un obstacle sérieux au développement du réseau hydrographique en contraignant l'oued à un détour, vers le Sud : son existence est donc certainement liée à une résistance particulière de la roche. La branche Est dépourvue de nom et baptisée « Adélaïde » par les Géologues du B.R.M.A. rencontre, au contraire, très peu d'obstacles : elle suit une série de dépressions alluviales à l'Est de l'échine et n'est enfoncée qu'en amont où elle se faufile dans un relief confus où prédominent les empilements de boules ; elle s'élargit à nouveau à ses « sources », dans une petite dépression ravinée qui continue le piedmont du Taourirt au-delà de l'échine. Ainsi les deux branches de l'O. Tadadine se rejoignent presque à l'amont, montrant bien que le Taourirt et l'échine sont deux reliefs tout à fait indépendants.

c) **Enfin, la partie SO de l'Aheleheg échappe au réseau de l'O. Tadadine**. Dès la rive droite de cet oued, la région est drainée, de façon très incertaine, par de petits oueds orientés NE-SO, comme la trame filonienne. Pourtant on est étonné par l'inadaptation de ces oueds aux zones de faiblesse des fractures et par l'ampleur de certaines sections de leurs vallées. On pense aussitôt à un ancien réseau descendant de l'échine vers l'O. Ouazène, et actuellement coupé de ces sources par la gorge de l'O. Tadadine. L'inadaptation de ces oueds résulte sans doute d'une surimposition dans une

ancienne couverture basaltique dont plusieurs témoins subsistent sous forme de mesas sur la ligne de partage des eaux avec l'O. Tadadine. Ces basaltes prouvent d'ailleurs l'ancienneté des contrastes topographiques entre les reliefs qui dominent les mesas (Taourirt et échine) et la zone SO recouverte par ces coulées.

Toutes ces observations paraissent contredire sérieusement le terme de relief « structural » car elles indiquent une très longue évolution morphologique. Cette contradiction exige donc une étude plus détaillée de ces divers reliefs :

A. — L'INDIVIDUALISATION DU TAOURIRT PAR RAPPORT AU RESTE DU BATHOLITE

1) *LA MORPHOLOGIE DU TAOURIRT :*

Le Taourirt est certainement exhumé depuis très longtemps, avant l'épanchement des « basaltes des plateaux » qui remontent sans doute à l'époque des trapps. En effet, au Nord, ces basaltes s'avancent jusqu'au pied du Taourirt en se relevant très légèrement à 1 650-1 689 mètres, comme s'ils avaient fossilisé un ancien pédiment. A l'ouest, les coulées très continues bordent très fidèlement le contact du batholite à 1 600-1 700 mètres au maximum. Enfin, au Sud, les mesas vers 1 650 mètres jalonnent un ancien piedmont de ce Taourirt. Comme ces divers lambeaux de coulées datent au moins de la fin du Tertiaire, le dégagement de ce premier relief est repoussé dans le Tertiaire et la conservation postérieure de l'inselberg implique une résistance particulière des granites qui le composent :

a) Les variations de faciès du granite grossier :

1) **Le Taourirt s'individualise sur la carte en couleurs n° 8, par la faible extension des affleurements du véritable « granite grossier ».** Il n'affleure qu'à l'Est, en contre-bas des hautes croupes du Taourirt, dans une zone entaillée par de nombreux ravins, et à l'Ouest, où il est magnifiquement aplani en pédiment (O. Amezeguine) ou recouvert de cônes alluviaux (haut O. Ouazène). A partir de l'Ouest, il s'avance aussi en coin, en direction de l' « ellipse claire » et correspond exactement à l'entaille des quatre oueds parallèles qui forment le haut O. Amezeguine. Ce granite, aplani à l'Ouest avant l'épanchement des basaltes ou entaillé depuis par les torrents de l'Est ou par l'O. Amezeguine n'a donc guère participé à la genèse, ni à la conservation du Taourirt :

Ce granite « grossier » est formé de cristaux équigranulaires ne dépassant guère quelques millimètres, ce qui reste très « moyen ». Il est constitué de grains assez bien individualisés : le quartz abondant a une nette tendance à l'idiomorphisme et les feldspaths, presque essentiellement potassiques, forment de grandes plages de cristaux automorphes de microcline, entièrement perthitisés et pœcilitiques.

Cette individualisation des cristaux et cette hétérogénéité favorisent la désagrégation granulaire et ce granite fournit beaucoup d'arène. Il est le principal responsable des constructions sableuses au débouché des petits oueds du NE ou de la plaine occidentale. Même dans le Taourirt, les affluents supérieurs de l'O. Amezeguine traversent de minuscules plainettes sableuses dues à l'érosion aréolaire et strictement localisées dans ce granite grossier. Par contre, ce granite semble assez résistant vis à vis de l'érosion chimique puisque ses plagioclases, généralement altérés, sont rares et souvent englobés dans les feldspaths potassiques, et que la biotite, assez fraîche, n'est que moyennement abondante.

2) **Lorsqu'on s'élève vers le sommet du Taourirt, ce granite fait place a un faciès nettement plus fin** (fig. 86). Ce granite correspond aux principaux sommets (dont la cote 1912) autour de l'ellipse claire comme à la partie supérieure de l'énorme muraille du versant NO (400 mètres de dénivellation). Ce granite fin présente des caractères très différents du granite grossier :

— *Lorsqu'il est bien développé, il présente l'aspect d'un microgranite parfait,* en voie de recristallisation avec des quartz presque hexagonaux absolument automorphes (ce qui est rare) et entourés de micropegmatites qui prouvent qu'ils étaient en voie d'accroissement dans le magma. Sous une forme plus ou moins bipyramidée, ils constituent plus que les feldspaths, les gros cristaux de la roche. Cependant ces grands cristaux sont assez peu nombreux et isolés dans une pâte aphanitique (structure microgrenue porphyrique) qui immunise ce granite contre la désagrégation granulaire.

— *A la différence du granite grossier, ce granite fin semble plus vulnérable à l'action de l'eau,* Il contient en effet davantage de biotite et même des lentilles surmicacées de plusieurs décimètres affleurent près des sommets. Cette richesse en biotite est parfois telle que les Géologues du B.R.M.A. ont baptisé « biotitite », une roche du NO de l'ellipse (éch. 2 664) presqu'essentiellement composé de biotite en petites plaquettes imbriquées avec quelques plages de quartz et plus rarement encore de microcline.

Comme ce granite a été mis en relief lors de l'exhumation, puis respecté sur les plus hauts sommets depuis, il faut admettre que la biotite n'a pas été un facteur défavorable durant l'évolution morphologique du massif. Le facteur d'érosion différentielle semble avoir été la plus ou moins grande résistance à la désagrégation granulaire.

Or, dans la mise en place du batholite, ce granite fin paraît lié au granite grossier. Le passage de celui-ci au granite fin est toujours très progressif. Dans la zone de transition, on rencontre déjà de nombreuses enclaves de granite fin, comme si celui-ci avait été peu à peu remplacé par le granite grossier. Comme le granite fin se localise systématiquement sur les sommets et qu'il s'enrichit de plus en plus en biotite, on ne peut s'empêcher de penser à une différenciation au niveau de la coupole, et le faciès microgrenu témoignerait d'un refroidissement rapide sur la bordure de ce massif de granite alcalin. La forme du Taourirt serait donc très proche de celle du toit du batholite et c'est un premier argument pour justifier le terme d'inselberg « structural ». Ce granite à biotite jalonnerait l'ancienne coupole au contact des roches encaissantes. Il serait conservé dans les zones où la chaleur et la pression ont été insuffisantes pour assurer sa transformation postérieure, ou bien, dans l'hypothèse d'un mouvement de matière, il aurait été épargné par la montée des phases suivantes de la granitisation.

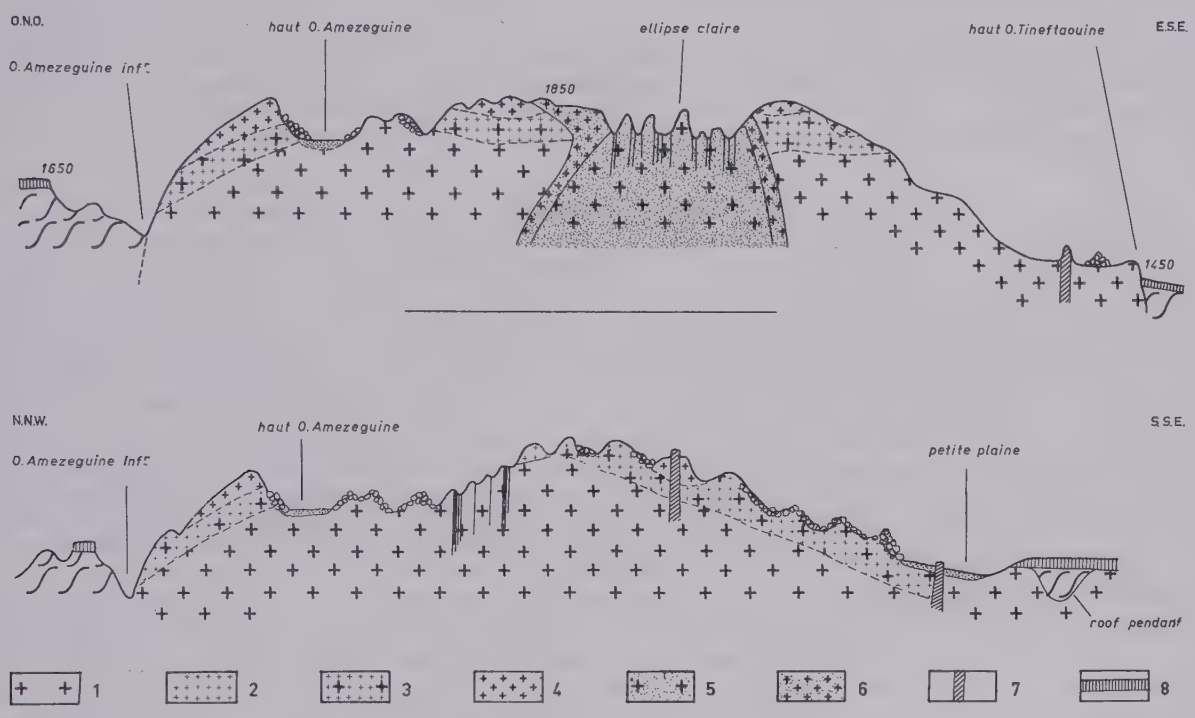


Fig. 86. — Deux coupes à travers le Taourirt de l'Aheleheg : 1 - granite commun à gros cristaux ; 2 - granite commun à grain fin ; 3 - granite commun à tendance porphyroïde ; 4 - granite porphyroïde à tendance microgrenue ; 5 - granite albitique à gros cristaux ; 6 - granite albitique porphyroïde microgrenu ; 7 - filons ; 8 - coulée basaltique.

3) **Un autre aspect de la différenciation vers les sommets vient encore renforcer cette hypothèse**. En effet, d'une façon encore plus générale, le granite grossier passe, tantôt brutalement, tantôt progressivement à un granite porphyroïde par le développement d'une matrice plus fine et micacée entre les cristaux. Cette évolution aboutit finalement à un « granite porphyroïde à tendance microgrenue ». Ce granite affleure beaucoup plus largement que le granite fin à biotite dont il relie les divers affleurements ; il dessine un vaste croissant ouvert vers l'Ouest autour du haut O. Amezeguine avec une branche méridionale beaucoup plus développée (carte en couleurs nº 8). Il enveloppe l'ellipse claire de ses lourdes croupes à grands versants lisses recouverts d'une patine très épaisse. Les éboulis sont rares et essentiellement liés aux zones plus diaclasées, où se développent de fantastiques chaos de grands blocs de 1-2 à parfois 5 mètres de côté, disjoints selon les diaclases, sans que les cubes aient été entamés par la suite, ce qui prouve une extrême résistance à la désagrégation granulaire (le granite grossier

se débite en boules qui se désagrègent lentement). De même, les petits oueds sont directement liés aux plus grandes diaclases et limités à d'étroits couloirs rectilignes se raccordant en lignes brisées.

En effet, dans ce granite, seuls des quartz en forme de globules arrondis, des plagioclases (albite-oligoclase) bien automorphes mais assez altérés et des microclines xénomorphes et également altérés gardent le même diamètre que dans le granite grossier. En fait ce sont des phénocristaux au sein d'un granite à grain bien plus fin dont la matrice à cristaux très fins comprend du quartz en abondance, du microcline et de la biotite résiduels et altérés. La biotite est assez abondante pour donner une couleur grise à la matrice. C'est cette matrice quartzeuse qui, en se développant de plus en plus dans les formes plus porphyroïdes des sommets, donne une résistance particulière à ce granite ; elle isole en effet les phénocristaux souvent altérés et empêche la dissociation de l'ensemble. Ce granite porphyroïde fournit d'ailleurs extrêmement peu de quartz car la proportion de phénocristaux de quartz diminue fortement au profit de la matrice. Seule la présence de biotite dans la matrice reste un élément de faiblesse, mais dans des conditions de forte humidité entraînant une lente pénétration de l'eau. Or cette roche est bien peu poreuse puisqu'un échantillon prélevé à sa bordure SO, donne, au porosimètre à mercure, une porosité de 1,84 % dont seulement 0,2 pour les macropores.

Cette évolution du granite grossier vers un granite porphyroïde où une matrice apparaît de plus en plus nettement entre des phénocristaux en désordre, même encore xénomorphes (microcline), fait penser à une cristallisation de plus en plus imparfaite, comme cela se produit au voisinage du « toit » d'un batholite. Ce désordre apparaît aussi sur le terrain car ce granite contient des enclaves plus ou moins arrondies d'un granite à structure encore plus hétérogranulaire. Ces observations, complétant celles faites à propos du granite fin à biotite, permettent de dire que ce Taourirt correspond sensiblement à l'ancien « toit » du batholite, dégagé de son enveloppe de schistes cristallins. Deux granites particulièrement résistants ont permis sa conservation grâce à une cristallisation « imparfaite » n'ayant pas permis le développement généralisé du granite grossier.

b) L'ellipse claire appartient a une phase différente et nettement circonscrite. Ce granite contient de la fluorine et de la topaze qui prouvent des actions de pneumatolyse liées à cette apparition tardive. J. Didier (1958) pense à « une manifestation tout à fait ultime de la granitisation ».

Il la compare à un petit massif de granulite qui s'est mis en place dans un granite à biotite à Montebras (Creuse). Dans les deux cas une curieuse pegmatite à matrice aplitique, de même composition chimique (albite) que l'ellipse, semble avoir rempli un vide créé au toit de ces petits batholites, sans doute par un léger effondrement de la coupole lors de la décompression. Cette roche si originale (grands microclines palmés) ceinture l'ellipse sur quelques mètres d'épaisseur au contact de l'encaissant. Malgré sa faible épaisseur, cette roche joue un rôle morphologique exceptionnel à cause de sa résistance, liée à cette structure à matrice fine [1] : elle forme autour de la dépression une véritable muraille, qui reflète la netteté de ses contacts subverticaux à l'Est et à l'Ouest. Le bassin du petit oued qui draine l'ellipse s'arrête exactement au pied de cette paroi et s'ouvre vers le Sud au seul point où cette roche s'incline plus lentement (30°) sous le granite porphyroïde encaissant, en formant un seuil structural à partir duquel s'est faite la dégradation lente de l'ellipse claire. En effet, lorsqu'on approche du sommet de la coupole du Taourirt, là où devrait normalement se situer le point culminant on se trouve brusquement sur le bord, souvent vertical, d'une curieuse dépression que rien ne laissait prévoir.

Cette dépression, de couleur nettement plus claire, est hérissée de petites lames rocheuses de 30 à 50 mètres de haut, dont les plus grandes atteignent juste la surface de la coupole. Toutes ces lames ont la même direction O-SO-E-NE et des parois presque verticales et lisses sans aucun éboulis. Le contraste est frappant avec les lourdes croupes lisses du granite prophyroïde ou les petits blocs d'éboulis du granite fin à biotite. Le fond des petits ravins parallèles ou de l'O. Tadadine qui serpente entre les lames est formé d'une succession de dalles lisses en escalier, qui se boursouflent et craquent sous les pas, par suite d'une desquamation très caractéristique, liée à une humidité prolongée (inactuelle ?). De maigres terrasses ne renferment que de petites plaques desquamées et des limons : la rareté de l'arène est frappante [2].

1) **Ce relief en lames est sous la dépendance évidente d'un réseau de diaclases extrêmement dense** qui est propre à l'ellipse claire. Leur direction perpendiculaire à l'axe de l'ellipse fait penser à un réseau extraordinairement développé de « joints transversaux », dus à des tensions extrêmement fortes au toit. Ce réseau n'est perturbé que par un filon de quartz de fracture régionale qui traverse tout le Taourirt. Cependant les diaclases n'ont fait que guider l'érosion et l'ont localisée dans les zones les plus densément fissurées ; l'existence de lames rocheuses conservées prouve qu'en dehors

1. Sa porosité serait pratiquement nulle, de l'ordre de quelques millièmes (C. Guez). Cette roche se débite selon les diaclases, en énormes cubes qui s'éboulent dans la dépression sans s'émousser.

2. Ces reliefs en « lame de couteau » sont tout à fait comparables à ceux des granulites de Bavella (photo 3, p. 86 de la thèse de A. Rondeau) « à parois raides, rectilignes, coïncidant avec un plan de diaclase », avec un knick bien plus net que dans les granites, et des dalles lisses sur lesquelles le ruissellement est sans effet.

des endroits privilégiés où l'eau peut pénétrer, ce granite est relativement résistant. Or, ses caractères pétrographiques sont très différents de ceux des granites précédents :

— *C'est un granite plus alcalin que le granite normal,* plus riche en plagioclases, qui sont ici de l'albite, qu'en microclines (ce qui lui donne une teinte plus claire puisque les plagioclases sont moins colorés que les microclines) tandis que ces derniers sont plus abondants dans le granite normal. Les albites sont particulièrement bien cristallisées, souvent sous forme de baguettes trapues (échantillon 3 004) ou en lattes autour d'un feldspath potassique ; elles sont parfois hétérogènes, incluant de très petits quartz. Cette abondance des plagioclases pourrait être à l'origine de la résistance particulière de ce granite sous climat sec puisque, d'après A. Rondeau, tandis que les plagioclases s'altèrent plus facilement que les microclines sous climat humide (par hydrolyse acide normale), ils seraient au contraire plus résistants dans les régions sèches où se produirait une « hydrolyse alcaline » (1961, p. 283-286) [1]. En fait, ces feldspaths, en lumière naturelle, sont généralement troubles. Il n'est pas possible de dire si cette altération est originelle ou de surface, mais l'albite n'est pas un élément de résistance de ce granite. Les microclines, moins abondants, sont très souvent perthitiques (toute l'albite n'a donc pas cristallisé en éléments autonomes) et cette hétérogénéité n'est sans doute pas un élément de dureté.

— *Par contre les quartz se présentent parfois en cristaux automorphes ou arrondis* nettement plus grands que les feldspaths, mais surtout en grandes plages intermédiaires entre la matrice et le cristal. Ce caractère peut être un élément de cohésion et expliquer la rareté de la désagrégation granulaire de ces granites malgré un grain très analogue à celui du granite grossier. Le quartz forme en effet une sorte de trame résistante entre les autres cristaux plus ou moins altérés.

— *Enfin la biotite est très irrégulièrement répartie dans la masse.* Elle est méconnaissable par suite d'une décoloration très poussée que J. Boissonnas dans l'In Tounine attribue à l'arrivée de fluor. D'autre part, elle est peu abondante et cette pauvreté originelle en fer expliquerait la très faible patine de ce granite de l'ellipse « claire », tandis que la faible abondance de biotite serait un élément de résistance.

— *Ce granite semble moyennement poreux :* les quartz sont généralement fissurés seulement sur leurs bordures et ne présentent pas d'extinction roulante. Par contre de grandes fissures assez nombreuses traversent à la fois les quartz et les feldspaths et les clivages de ces derniers sont souvent décollés.

De ces divers caractères on peut conclure que ce granite pourtant très tardif, est davantage sous la dépendance des diaclases que le granite encaissant (ce qui est original). Mais cette localisation de l'érosion dans les diaclases ou sous une faible pellicule de desquamation, traduit la faiblesse de la désagrégation granulaire et de la pénétration de l'eau. La desquamation et l'altération chimique semblent les principaux agents d'érosion de ce granite et sont responsables de sa partielle mise en creux. Cette action doit être relativement lente et très sensible à de petites variations à l'intérieur de ce granite qui viendraient s'ajouter aux systèmes de diaclases pour expliquer la présence des lames :

— *Ainsi au SO, une haute lame de* 50 *mètres* est formée d'un granite assez diaclasé, présentant des traces d'épidote et rougi par une altération certainement profonde. Mais parallèlement à ces diaclases, on observe des filons aplitiques qui arment la roche et expliquent sans doute sa résistance. Au contraire, le pédiment de dalles lisses au pied Sud de la lame est taillé dans un granite à grain pourtant plus fin que le granite albitique normal, mais haché de diaclases ouvertes.

— *Sur la bordure Est une lame de* 70 *mètres de haut* conserve encore le niveau des bordures de l'ellipse. Ce granite tout en gardant une structure grenue, a un grain plus fin que le granite normal. Tous les caractères pétrographiques restent les mêmes, mais les albites se disposent en lamelles entrecroisées, ce qui peut renforcer la cohésion des cristaux. Enfin, les diaclases sont extrêmement rares sur tout l'affleurement de cette lame. Ces trois facteurs de résistance suffisent à compenser semble-t-il des caractères plus défavorables :

— une fissuration notable des feldspaths et des quartz (90 à 100 % des quartz sont fissurés avec un indice de 3 à 3,5).

— une altération moyenne à assez forte qui ne concerne que les feldspaths potassiques (M. Ters).

Or, au pied Nord de la lame, un granite à grain également assez fin et avec des microclines frais (éch. 3067) est en creux. Si l'on peut difficilement trancher sur quelques lames minces, on peut tout de même suggérer que l'altération des feldspaths potassiques est exceptionnelle dans l'ellipse claire (un cas sur quatre lames minces) et le seul cas rencontré correspond à une roche qui conserve encore le niveau de la coupole du Taourirt, c'est-à-dire qui n'a pas été concernée par la dégradation lente. On peut penser que cette altération est, soit originelle, soit antérieure à la mise en creux de l'ellipse. Cet évidement du granite albitique ne paraît pas dû à une « hydrolyse alcaline » en régions sèches, mais plutôt à une forte densité des diaclases, créant un relief différentiel en fonction de la pénétration plus ou moins grande de l'eau, ce qui aboutit aussi à l'hypothèse d'une altération sous climat à nuance assez sèche.

1. Cette hypothèse ne repose que sur quatre analyses, provenant d'ailleurs du Hoggar, et deux analyses sur quatre présentent réellement des feldspaths potassiques franchement altérés, sans qu'on puisse écarter l'hypothèse d'une altération profonde. En effet l'altération est souvent originelle, apparaissant au moment même du refroidissement.

2) **Avant l'évidement de l'ellipse et l'apparition des lames, il semble qu'un aplanissement ait nivelé tous les granites du Taourirt** à peu près à la même altitude (d'après mon altimètre 1 870-1 880 mètres) :

— *Au Nord de l'ellipse*, où l'évidement n'est pas complet, cet aplanissement s'étend indistinctement sur le granite albitique grossier, sur son enveloppe, pourtant si dure, de pegmatite aplitique [1], puis sur le granite microgrenu à biotite (plus patiné) et sur le granite prophyroïde. Tout au Nord, cette surface se poursuit même sur le granite grossier pendant quelques centaines de mètres jusqu'à un premier talus (taillé dans ce granite grossier) qui précède le grand escarpement de la bordure Nord et marque la fin de cet aplanissement. Même les filons, pourtant nombreux autour de l'ellipse sont arasés ou à peine mis en relief et parfois même évidés par les reprises d'érosion venues de l'extérieur.

— *Cet effacement généralisé des formes d'érosion différentielle au niveau de la coupole contraste avec leur rôle si déterminant sur les bordures.* Ainsi, les petits ravins installés au NE dans des fractures ou aux épontes fissurées de certains filons sont séparés par des crêtes filoniennes bien dégagées dans un relief assez accidenté au pied de la grande dénivellation. Au contraire, à leur « source » sur le sommet du Taourirt, leurs vallées sont très étroites et rectilignes en contrebas de lourdes ondulations monotones à partir de 1 750-1 800 mètres. De même, à l'Ouest, les hautes branches de l'O. Amezeguine ont fortement érodé le granite grossier « normal » à la manière d'une véritable « combe anticlinale » (fig. 86). en contrebas des hautes croupes de granite porphyroïde. Or, dans cette « combe », l'action sélective de l'érosion semble indiquer une nuance de sécheresse dans le climat de l'époque. En effet, le granite fin à biotite associé au granite porphyroïde des hautes croupes aurait dû être altéré sous un climat franchement humide ; en fait c'est le granite grossier, plus sensible à la désagrégation granulaire (très active en climat sec) qui a été érodé. Cette différenciation est particulièrement nette à l'extrême amont de la branche Ouest du haut O. Tadadine, où une toute petite plainette suspendue correspond au granite grossier entouré de tous les côtés de granite porphyroïde, immunisé contre la désagrégation granulaire.

c) Conclusion :

Ainsi trois évidements dans le Taourirt prouvent une dégradation lente sous un climat sec, grâce à un réseau dense de diaclases (ellipse claire) ou à une aptitude particulière du granite à la désagrégation granulaire (« combe » de l'O. Amezeguine, plainette de l'O. Tadadine). Cependant ces trois dépressions sont perchées à une centaine de mètres en moyenne au-dessus des bordures aplanies ; dans deux cas, on peut expliquer cette anomalie par un seuil structural de granite résistant à l'aval, mais dans le troisième, l'O. Amezeguine rejoint le pédiment de bordure en s'enfonçant en gorge à l'aval de sa « combe » dans le même granite grossier comme si le torrent (et ses deux affluents) s'était enfoncé récemment à un rythme plus rapide sans laisser à l'érosion aréolaire le temps d'élargir la vallée (NF 31-XVIII-XXIV, n° 17). On peut donc penser à une évolution sous un climat d'abord assez sec (dégagement du Taourirt, creusement des alvéoles) puis plus humide (enfoncement des gorges, Quaternaire ancien ?). Mais avant cette apparition progressive de l'inselberg du Taourirt, il faut remarquer que la curieuse disposition de l'hydrographie, rayonnante à partir de l'ellipse, suggère que cette ellipse claire a dû être en relief puisque tous les oueds prennent naissance à sa bordure. Il y aurait eu une véritable inversion de relief si l'on admet que l'ellipse a pu être un petit inselberg sur la surface d'aplanissement sommitale, le granite albitique étant moins vulnérable sous un vrai climat humide où le rôle des diaclases est atténué et où les roches très riches en feldspaths de type albite sont en relief (syénite de l'Itataia au Brésil). Mais c'est l'extrême limite des conclusions que l'on peut tirer de ce modelé du Taourirt, bien plus restreint que le plateau de l'In Tounine. Cette période humide ancienne ne peut absolument pas expliquer, par exemple, la dénivellation du flanc Sud du Taourirt par une éventuelle cryptodécomposition dans les granites des zones basses actuelles de l'Aheleheg. En effet, les granites de la coupole du Taourirt, souvent plus riches en biotite ne seraient pas restés insensibles à cette altération profonde.

2) *LE PROBLÈME DU FLANC SUD DU TAOURIRT :*

Cette dénivellation si nette et si continue ne correspond pas à un contact de granites différents. La carte en couleurs semble le suggérer pourtant, vers le SO, où l'accident topographique se place au contact :

— *Du granite porphyroïde*, qui, très diaclasé ici, forme un versant de tout petits blocs anguleux reflétant l'espacement des diaclases (0,5 à 1 mètre) ;

1. Celle-ci s'étale pourtant assez largement au NO, précisément en amande de 5 à 600 mètres de long.

— *Du granite grossier*, modelé en « dos de baleine » et dépressions sableuses au pied de l'escarpement. Le contact, ordinairement progressif entre les deux granites, serait ici extrêmement brutal, du moins en certains points. Là, où je l'ai observé, en compagnie de J. Boissonnas, on passe brutalement de l'un à l'autre, de part et d'autre d'un filon de microgranite. Cependant, le versant ne suit pas de contact : la petite plaine triangulaire au débouché de la branche occidentale du haut O. Tadadine, est taillée dans le granite porphyroïde, dans lequel elle s'avance en coin, en un point où ce granite est très diaclasé.

Or, à l'Est de cette petite plaine, le granite porphyroïde s'étend à la fois en haut et en bas du talus. En lame mince, un échantillon prélevé au pied de l'escarpement a exactement les mêmes caractéristiques que le granite porphyroïde typique. Certains feldspaths sont cependant séricitisés et la biotite est parsemée de granules d'oxydes de fer et, parfois, complètement transformée en chlorite (M. Ters). Mais, par contre, ce granite contient des quartz extrêmement peu fissurés (80-90 % de quartz sans fissure) et presque sans extinction roulante et serait le plus résistant des huit échantillons analysés par la méthode de fissuration des quartz. Sa position déprimée s'explique donc assez mal.

Cette dénivellation reproduit fidèlement l'allure du « toit » du batholite et n'est pas une forme d'érosion. En effet, par une chance exceptionnelle, les mesas volcaniques ont protégé, au pied de la dénivellation, au moins trois lambeaux de schistes cristallins (*Cf.* carte nº 8).

1) **Au Sud de la mesa située au SE de l'ellipse claire,** la carte du B.R.M.A. au 1 20 000 indique une amande de schistes cristallins orientés Nord-Sud et très altérés, qui affleurent sur environ 600 mètres. L'érosion actuelle entaille ces roches tendres en grands glacis à couverture de blocs de basalte et de quartz :

— *Au milieu de ces glacis*, un piton granitique d'environ dix mètres de haut, de granite fin à biotite, tend à prouver que ce faciès est bien localisé près du toit, juste sous les roches encaissantes ;

— *Au Sud*, affleure le granite porphyroïde, en boules éparses sur le reg : ce faciès vient donc aussi au contact des schistes cristallins ;

— *Légèrement à l'Ouest*, ce granite porphyroïde à faciès particulièrement fin se dégage en dôme surbaissé, avec un magnifique réseau de diaclases courbes, qu'une branche de l'Oued Tadadine exhume lentement en surface « structurale ».

2) **A l'Ouest de la plus occidentale de ces mesas,** J. Boissonnas et moi-même avons découvert un affleurement également Nord Sud, long d'une trentaine de mètres seulement. Ces migmatites reposent sur un faciès fin du granite grossier, qui affleure en grandes dalles lisses. Sur celles-ci on observe des nids de pegmatites, indice du contact de deux roches différentes qui confirme encore cette proximité du « toit » du batholite. Ces migmatites, à 25 mètres en contre-bas des mesas, affleurent vers 1 595 mètres.

3) **Enfin, au Sud de la plus méridionale des mesas,** la carte B.R.M.A. signale un affleurement encore plus conséquent (900 × 300 mètres). Ces migmatites, très altérées, donnent des formes très douces de vastes glacis attaqués par le ravinement subactuel qui entaille légèrement la pellicule de blocs basaltiques. Ce modelé s'oppose nettement aux formes variées des granites environnants.

L'importance de ces affleurements de schistes cristallins, auxquels s'ajouteront d'autres témoins au SO et surtout à l'Est, exclut l'hypothèse de poches non granitisées, incompatibles avec ce type de mise en place à l'emporte-pièce. Il ne peut s'agir d'autre chose que de « roof pendants » qui prouvent que le « toit » du batholite s'abaissait brutalement de plus de 350 mètres entre les « faciès de coupole » du sommet du Taourirt et ces nouveaux témoins de sa présence au pied même du Taourirt. D'ailleurs, les grandes diaclases courbes parfois visibles sur le versant, donnant des lourdes crêtes à flanc Nord plus raide, sont une preuve supplémentaire de cette brusque « descente » du toit. Cette extrême irrégularité du toit n'est pas anormale dans ces intrusions granitiques mises en place à profondeur relativement faible sous une pression et une température moindres et à une profondeur inférieure à 4 000 mètres avec un refroidissement rapide et absence de métamorphisme de contact. H. et G. Termier (1956, p. 432) opposent l'allure très irrégulière du toit de ces batholites, montés à la façon de diapirs en épousant les différences de résistance de l'encaissant à celle des intrusions « abyssales » ou « hypoabyssales » (mises en place à plus de 4 000 mètres de profondeur) dont la surface simplement ondulée donne « des dômes granitiques en troupeau ». Ces fortes dénivellations originelles seraient donc à l'origine d'un type d'inselberg très particulier, le seul auquel le terme de structural s'applique totalement. Il est lié à ces granitisations à l'emporte-pièce, mais implique aussi que ce toit irrégulier ait pu être exhumé par suite d'une résistance particulière des granites de la coupole vis-à-vis des agents d'érosion successifs : l'Aheleheg remplit ces deux conditions, tandis que les batholites du Pharusien dans le Tanezrouft ne remplissent parfois que la première...

Les coulées basaltiques ont fossilisé quelques témoignages de cette période d'exhumation du Taourirt. Ces basaltes occupent une place importante au pied du Taourirt. Ils appartiennent certainement à des éruptions assez différentes par l'aspect de la lave (basaltes très riches en olivine ou très pauvres) par son degré d'altération ou les conditions de mise en place (léger emboîtement). La grande mesa méridionale comprend au moins deux coulées superposées dont la plus élevée, assez bien conservée, se débite en blocs anguleux, tandis que la plus basse se désagrège surtout en petits graviers ; entre elles, sur près de 10 mètres, s'empilent des basaltes très altérés ou des cendres grises. Cet ensemble forme un plateau horizontal vers 1 630 mètres (XVIII-XXIV, n° 17) et sa surface de base repose sur un aplanissement où affleurent granites et migmatites et qui tranche un filon de quartz (au Sud) et un autre de microgranite (NO) parfaitement nivelés vers 1 620 mètres.

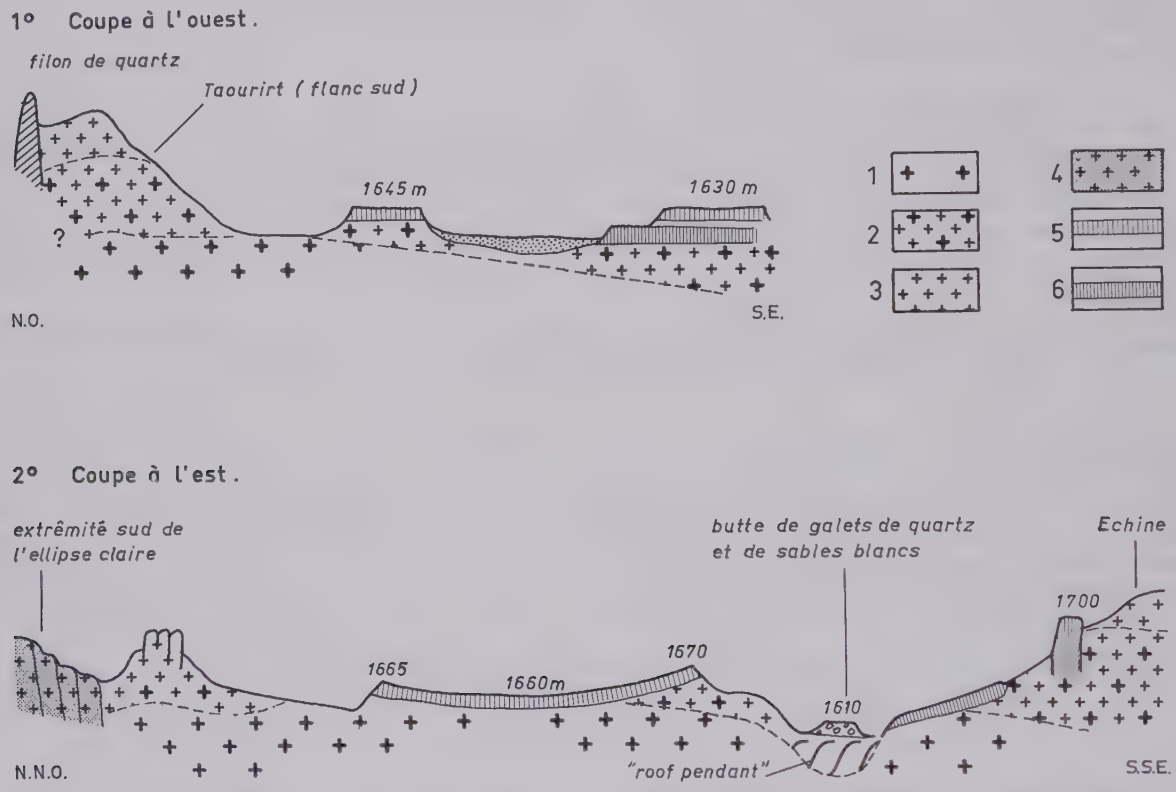


Fig. 87. — Les mesas basaltiques au centre de l'Aheleheg : 1 - granite grossier ; 2 - granite porphyroïde ; 3 - granite fin à biotite, microgranite ; 4 - granite albitique ; 5 - basalte à olivine ; 6 - coulée de basalte noir compact. Les limites indiquées entre les différents faciès granitiques sont purement hypothétiques au-dessous de la surface.

1) **Les deux autres grandes mesas reposent sur une surface granitique légèrement ondulée** au pied de la dénivellation, vers 1 640 mètres au centre, puis s'élevant vers le NE en épousant la forme d'une assez large vallée entre l'échine et le Taourirt à environ 1 660-1 670 mètres [1]. Dans toute cette zone, les influences des divers granites s'estompent complètement : quelques boules éparses de granites grossier ou porphyroïde jonchent des pentes régulières qui s'abaissent vers les mesas ; seul le granite fin à biotite donne un petit « castel kopje » de quelques mètres de haut (fig. 87). Enfin, à l'Ouest des trois grandes mesas, existe un très petit témoin basaltique déjà perché, à 1 645 mètres, sur les contreforts du Taourirt. Or, à sa base, on observe que le granite porphyroïde est rubéfié et désagrégé sur près de 5 mètres d'épaisseur, mais aucun sol n'est conservé. Il se peut d'ailleurs qu'il n'ait pas existé de couverture pédologique et qu'à cette époque le granite désagrégé ait été livré directement au ruissellement sous un couvert végétal assez maigre.

1. A l'extrémité NO de l'échine, on rencontre encore un neck vers 1 700 mètres sur une fracture ONO-ESE et un lambeau de coulée descendant jusque vers 1 645 mètres, donc emboîté en contrebas de la mesa septentrionale.

En effet, correspondant sans doute à ce type de versant, on observe en aval, dans les ravinements, au Sud de la mesa centrale, une série de coupes d'alluvions sableuses rouges. Ces sables, épais de 2 mètres environ, sont surmontés par une accumulation de blocs de quartz anguleux et hétérométriques, cimentés par un liant ferrugineux (10-30 cm).

— *Ces sables représentent un début de transport d'une arène grossière* (médiane = 0,65), avec un très mauvais triage d'ensemble (Qdphi = 1,17) mais une prépondérance des éléments grossiers (19 % du total entre 1,6 et 2 mm) qui sont les mieux classés (Hé = 0,45), ce qui correspond sans doute au calibre des quartz du granite. Cette fraction de sables grossiers comprend encore beaucoup de feldspaths (jusqu'à 50-60 % du total des grains entre 1 et 2 mm). Elle semble indiquer une phase d'érosion brutale sur des sols squelettiques.

— *Le cortège de minéraux lourds de ces sables* présente une prépondérance écrasante de zircons, avec quelques tourmalines, zoïsites et monazites mais ce cortège si pauvre n'est pas une preuve de longs remaniements : il reflète simplement la pauvreté du granite en minéraux et prouve l'absence d'apports lointains.

— *En plus des sables (45 %) ces alluvions contiennent des graviers (26 %) et des limons et argiles (29 %).* Or cette partie fine apporte quelques renseignements sur la période d'altération contemporaine ou plutôt légèrement antérieure à cette phase de transport. En effet deux analyses thermiques différentielles (Serv. Mines et carte géol., Alger - Inst. Cathol., Paris) indiquent nettement de la kaolinite et un peu d'illite. L'analyse aux rayons X (I.G. Paris) confirme aussi ces résultats avec de très belles raies pour la kaolinite et des raies plus faibles pour l'illite.

2) **L'ensemble de ces coupes suggère l'hypothèse de phases de désagrégation et d'altération du granite** sur quelques mètres, alternant avec des phases un peu plus sèches où le ruissellement entrainait ce revêtement vers l'aval du piedmont. Ce sont des conditions de climat sec, oscillant entre l'épandage de débris et la mobilisation du fer, qui font penser à un climat tropical sec (sahélien plus ou moins humide ?). Or, cette hypothèse est confirmée par la conservation vers 1 700 mètres d'altitude, au flanc du Taourirt, d'une petite dépression très caractéristique. Située à environ 700 mètres au NE de la mesa septentrionale, cette dépression, ouverte au Sud, est entaillée progressivement par un ravin profond s'écoulant en sens inverse vers le niveau très déprimé de l'O. Tineftaouine. Son ancienne liaison avec le niveau aplani des mesas est encore évidente et elle représentait une petite alvéole creusée par l'érosion aréolaire dans le talus formé ici par le granite grossier. L'ancien modelé de ses versants est encore visible : au pied de quelques boules granitiques, s'étendaient de magnifiques pédiments rocheux. Or, ceux-ci vers l'aval sont attaqués par le ruissellement subactuel qui suit un réseau de fissures espacés (2 mètres environ) et transforme brutalement la surface régulière en un chaos de grandes dalles ressemblant à une débâcle de la banquise à la suite d'une tempête (*Cf.* Pl. XVII, fig. 2). En effet, la surface si régulière des pédiments est protégée par une « cuirasse » fortement indurée par les oxydes de fer, mais lorsque le ruissellement réussit à la traverser (grâce aux lignes de faiblesse), il rencontre, au-dessous, une roche très désagrégée à partir de laquelle, il sape les grandes dalles de surface. Cette observation semble confirmer notre hypothèse climatique (fig. 88) :

— Les dalles représentent la partie cuirassée, épaisse de 20 à 30 cm, très noire et brillante. Elles impliquent un apport latéral de fer assez important, fourni sans doute par les filons de lamprophyres tout proches.

— Mais cette cuirasse garde l'aspect d'un granite grossier très altéré dont les vides auraient été entièrement remplis d'oxydes de fer. Son aspect ressemble à celui de la roche tendre sous-jacente qui, examinée à la binoculaire, conserve la structure du granite avec des quartz intacts, des feldspaths franchement altérés et des micas tantôt intacts (encore brillants), tantôt décolorés avec des feuillets décollés. Cette roche blanchâtre se désagrège très facilement en libérant un limon jaunâtre qui remplissait les interstices.

Un tel contexte exclut l'hypothèse des vraies cuirasses soudaniennes qui prennent naissance dans un matériel bien plus évolué. Il correspond plutôt à ces croûtes ferrugineuses décrites par S. Daveau (1960) dans le SO de la Haute-Volta, dans une région où actuellement ne se forment plus ni bauxite, ni cuirasse latéritique, mais seulement une « croûte » qui souvent ne fait qu'indurer la roche désagrégée en surface. Ce cuirassement se localise surtout à la base des versants car il exige un apport latéral de solutions ferrugineuses et des pentes inférieures à 6-8 %. Mais F. Fournier (1960, p. 16) a également décrit sur les plateaux du Fouta Djalon, plus humides, des cuirasses formées au-dessus de l'horizon C par un mouvement latéral de la nappe phréatique. Lors de l'enfoncement des thalwegs, l'eau circulant dans cet horizon C de roche désagrégée entraîne une « érosion en tunnel » et la cuirasse s'effondre par soutirage exactement comme dans le cas de notre petite dépression [1]. Dans un cas comme dans l'autre, ce cuirassement s'interprète dans un environnement de type tropical à nuance sèche avec un tapis végétal tout de même suffisant pour permettre la libération des oxydes de fer. Cette cuirasse relique a

1. R. Maignien (1958) a très clairement décrit également ces grands panneaux de cuirasses basculés ou effondrés, que les Foulas appellent « Wendou ». Ce sont les légers déplacements des blocs de cuirasse lors du départ de matière dans la roche altérée qui facilitent la pénétration de l'eau au moment de l'exhumation de la cuirasse.

protégé ces vieux pédiments jusqu'à l'heure actuelle, contre la désagrégation granulaire et le ruissellement. Sa brutale et spectaculaire destruction permet de mettre ici en évidence un cuirassement sûrement plus général des versants inférieurs du Taourirt, s'ajoutant à des patines « sahéliennes » épaisses sur les hauts versants, qui explique d'une part la résistance de cette très ancienne topographie et d'autre part ses surfaces lisses et brillantes, immunisées depuis fort longtemps. En effet, on peut penser que l'évolution morphologique a dû être assez rapide lors de l'exhumation du Taourirt, mais elle s'est trouvée considérablement ralentie lorsque le creusement des thalwegs a rencontré le « toit » du batholite à l'étage inférieur. Les épanchements volcaniques qui se sont produits après ce ralentissement ont dû arrêter l'évolution durant une longue période et l'évolution postérieure se limite à des retouches assez limitées, qui ont transformé les coulées en mesas.

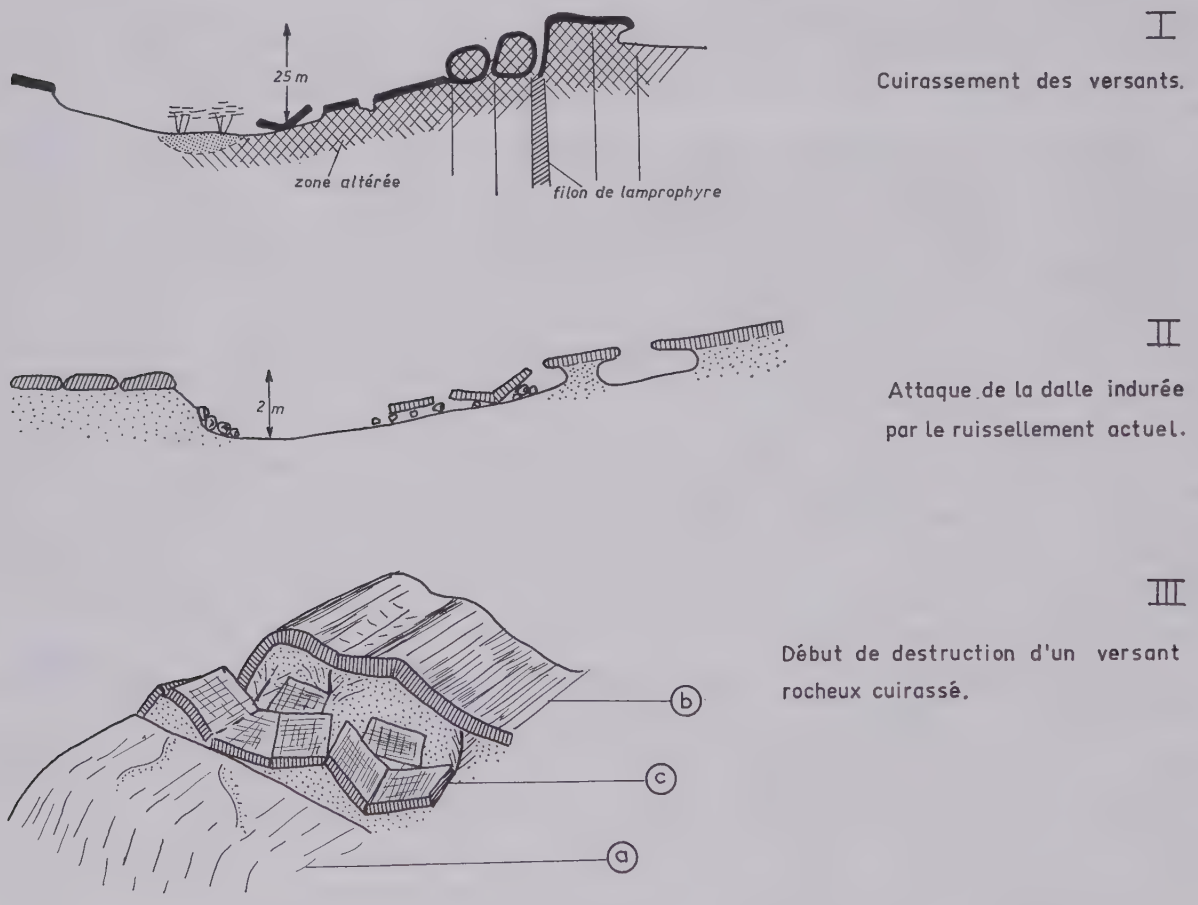


Fig. 88. — Le cuirassement des versants rocheux de l'Aheleheg : sur le croquis III : a - dalle intacte avec seulement quelques fins feuillets de desquamation ; b - début d'affaissement sous l'effet du sapement ; c - dalle transformée en chaos de dalles sous l'effet d'un ravinement souterrain s'écoulant vers la droite.

L'ÉVOLUTION POST-BALSATIQUE DU BORD SUD DU TAOURIRT :

Les meilleures coupes permettant l'étude de l'évolution morphologique postérieure, se trouvent dans la plaine triangulaire située à l'Ouest des mesas, sur la branche occidentale de l'O. Tadadine. Cette plaine s'est développée par sapement latéral à la sortie d'une courte gorge à travers un gros filon de quartz. A la sortie de ce « foum », l'oued divague sur un vaste cône de plus d'un kilomètre de long, dont les pentes mènent à la fois vers le Sud où devait être l'ancien écoulement vers l'O. Ouazène, et

vers l'Est, où les eaux s'écoulent actuellement, entre deux mesas, vers l'O. Tadadine plus actif. On trouve successivement quatre témoignages de l'enfoncement de ce cône :

1) **A 35 mètres au-dessus de l'oued,** à l'Est, la petite mesa à 1 645 mètres repose sur 5 mètres de granite désagrégé (voir ci-dessus). Ce substratum fragile a certainement permis une destruction plus rapide des coulées volcaniques au pied de l'escarpement que plus en aval.

2) **A 8-10 mètres, au bas de cette mesa,** s'étale un vaste épandage de galets de quartz de 10 20 cm de diamètre, subanguleux et très patinés. On les retrouve, plus petits et enrobés de limons beiges, dans la large vallée qui semble abandonnée au Sud du cône. Mais surtout, on trouve une excellente coupe de cet alluvionnement à 2 km plus à l'Est, en contrebas des mesas, sur la ligne de partage des eaux entre l'O. Tadadine et sa branche appelée Adelaïde. On y observe une petite butte de 4-5 mètres, couronnée par un banc de galets uniquement quartzeux et très patinés, qui témoignent d'un épandage « inactuel » au pied du Taourirt, épargné par les entailles d'érosion vers l'Est et vers l'Ouest. Cet ancien épandage ne renferme aucun galet des basaltes pourtant tout proches et semble résulter d'une seconde période de destruction d'un manteau d'altération du granite. En effet, au-dessous du banc de galets, on observe 2 à 2,5 mètres d'un sable argileux beige (parfois blanchâtre) qui comprend environ 75 % de quartz, 10 % de feldspaths assez frais et 15 à 20 % de micas à feuillets très décollés et décolorés.

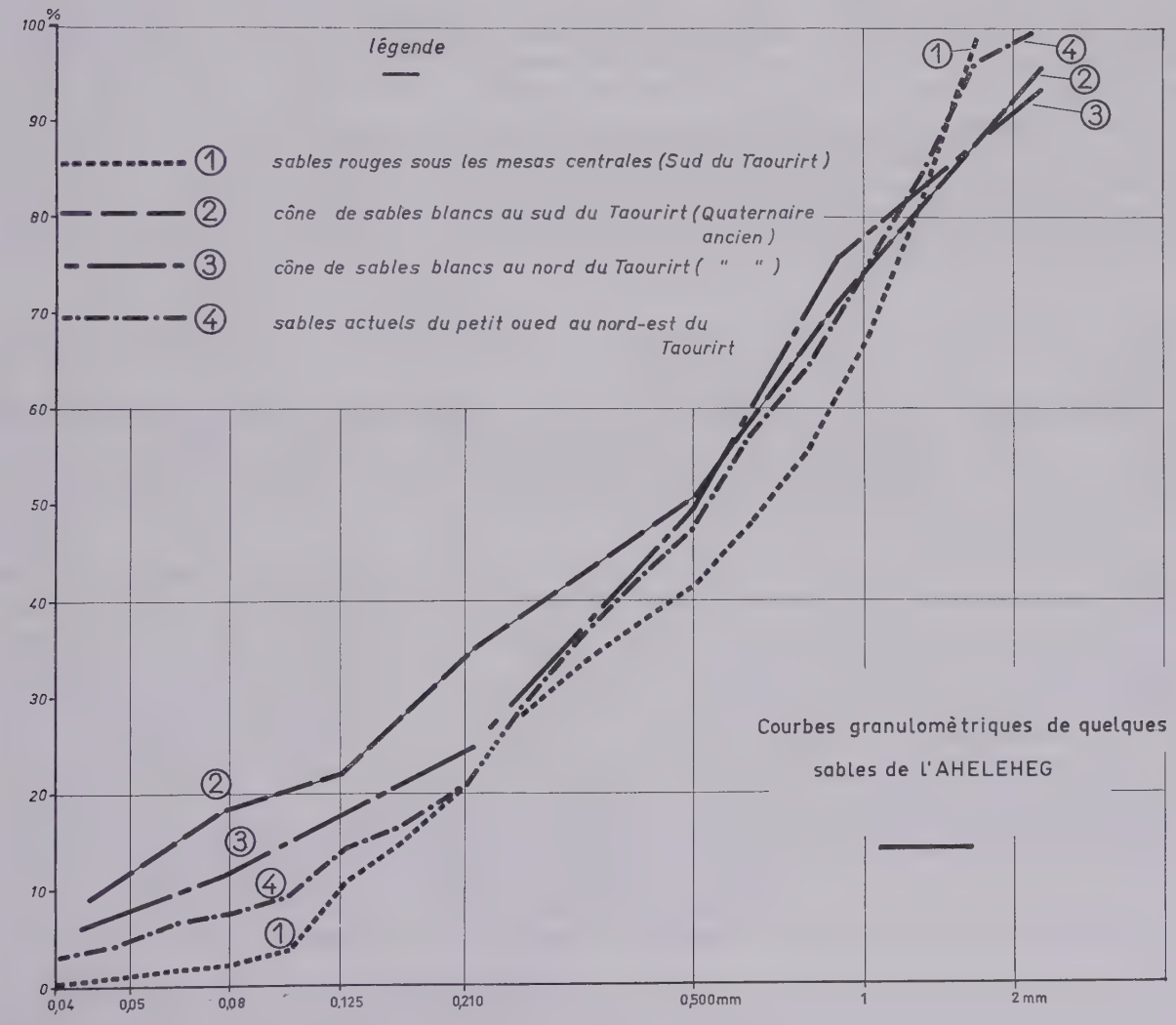


Fig. 89. — Courbes granulométriques de quelques sables des alluvions entourant le Taourirt de l'Aheleheg. Ces sables d'époques pourtant très différentes présentent des caractéristiques très voisines.

Au-dessous le granite est décoloré et fortement désagrégé sur 5-6 mètres environ (granite fin à biotite ici). Il y a donc eu une nouvelle phase d'altération post-volcanique, puis épandage de ses éléments :

— La granulométrie des quartz indique un sable grossier (médiane = 0,5 mm) provenant sans doute du granite grossier situé en amont. Ce sable est extrêmement mal classé (Qdphi = 1,17), avec un classement meilleur pour les sables grossiers (Hé = 0,45) et reste certainement assez proche de l'arène primitive.

— La fraction fine est importante (29 %), avec une fraction argileuse qui renferme de l'illite et de fines poussières de quartz (analyse A.T.D.). Cette proportion d'illite peut être évaluée à 60 % avec 20 % de kaolinite et 20 % de montmorillonite (Lab. Géol., Strasbourg), ce qui n'est pas l'indice d'une altération très poussée.

— L'analyse chimique (M. Montpeyroux) donne des résultats assez inattendus : la teneur en cations est assez notable, ce qui confirmerait un lessivage faible : 1,8 % de CaO (certains échantillons sont plus riches et font une légère effervescence à l'acide), 1,8 % de MgO, 2,05 de Na_2O et enfin 3,35 % de K_2O (lié à la richesse en illite ?). Mais, par contre, on constate à côté de 48,2 % de SiO_2 une teneur anormale en Al_2O_3 (30 %) et une déferritisation presque totale (2,8 % de fer) qui explique la couleur blanchâtre du sédiment.

Cet alluvionnement est certainement très complexe, mais on peut tout de même conclure de la présence de feldspaths et de biotite, de minéraux illitiques et de cations moyennement abondants, à une altération sous un climat à nuance assez sèche.

3) **A 5-6 mètres au-dessus du thalweg,** on observe un nouvel épandage qui constitue encore actuellement l'essentiel du cône alluvial. Il est formé de strates régulières de petits graviers, sables ou limons gris avec de petites lentilles noirâtres d'oxydes de fer. Malgré la proximité de la dénivellation du Taourirt, les galets sont rares et très petits (2 à 5 cm), essentiellement formés de quartz et de microgranite, peut-être remaniés. Cette formation s'oppose donc aux alluvions prévolcaniques et à l'épandage précédent et semble avoir été alimentée exclusivement par une désagrégation granulaire assez active. Elle correspond, excepté par sa couleur, aux sables rougeâtres rencontrés partout ailleurs.

4) **Sur ce dernier épandage se sont accumulés des limons gris** sur 30 à 40 cm, marquant une légère phase d'altération du dernier Pluvial important. Cette période marque un arrêt dans la fourniture des sables, sans doute par suite de l'extension d'un couvert végétal assez dense, mais insuffisant pour produire une véritable altération pédologique. Les limons s'accumulent sur le cône à cause d'une diminution de la puissance de transport des oueds qui caractérise justement ce Pluvial. Depuis, le cône a été entaillé sur 2-3 mètres à l'amont et environ 5 à 6 mètres à l'aval.

3) *AU NORD ET A L'OUEST, LES FLANCS DU TAOURIRT CORRESPONDENT PLUS OU MOINS AUX BORDURES DU BATHOLITE*

Au Nord, la dénivellation de 200 à près de 400 mètres est presque calquée sur le contact du massif intrusif et cette coïncidence implique une résistance de celui-ci très supérieure à celle des roches encaissantes. Au contraire, à l'Ouest, le granite intrusif s'est comporté comme une roche tendre et a été aplani en vastes pédiments avant l'épanchement des basaltes et l'évolution postérieure a encore accentué ce recul des versants qui se trouvent maintenant à 1-1,5 km en arrière du contact. Les schistes cristallins, protégés par les éboulis basaltiques n'ont, pour leur part, pratiquement pas bougé depuis. Ce comportement du granite de l'Aheleheg est donc ici tout à fait anormal ; il aboutit à la formation d'une petite plaine en forme de croissant de 6 à 7 km de longueur, enfoncée à une cinquantaine de mètres en contrebas des basaltes. Cette plaine se situe vers 1 550 mètres d'altitude, sur la ligne de partage des eaux entre l'O. Amezeguine qui s'enfonce ensuite dans une gorge très étroite exactement localisée sur le contact du batholite et, vers le Sud, l'O. Ouazène qui s'engouffre dans une gorge localisée aussi sur le contact du granite. Cette plaine ne se prolonge donc ni au Nord, ni au Sud et les mesas basaltiques tendent même à se rapprocher du Taourirt. Le recul des versants a donc suivi une évolution « autonome », typique de l'érosion aréolaire, presque sans rapport avec les réseaux extérieurs. D'ailleurs la direction de drainage semble avoir changé récemment :

— *Au Sud (NF 31-XVIII-XXIV, n° 16) la plaine est entièrement tapissée d'alluvions* et les apports semblent assez importants pour avoir repoussé l'oued collecteur tout contre les basaltes à l'Ouest. Pourtant aucun oued important ne participe à cet alluvionnement à la tête même de l'O. Ouazène. Ce sont de minuscules ravins qui ont apporté durant une très longue période, les éléments détritiques qui ont recouvert les pédiments. L'O. Ouazène en effet exporte très imparfaitement ces débris, faute de pente.

— *Au Nord au contraire, l'O. Amezeguine et ses affluents constituent un réseau nettement dessiné.* Bien que recoupant perpendiculairement tout le réseau filonien orienté O-SO-E-NE, l'O. Amezeguine, visiblement surimposé s'enfonce rapidement de plus de 60 mètres (1 490 mètres à l'entrée de sa gorge). Il est capable d'entraîner toute la charge de ses nombreux affluents et a même creusé une vallée dans

le granite très en contrebas des anciens pédiments qui ont été en grande partie détruits. Au Sud, un de ses affluents a dépassé l'ancienne ligne de partage des eaux encore marquée par une mesa isolée et, entaillant la couverture détritique, il est en train de capturer le seul ravin important qui débouchait encore vers l'O. Ouazène.

LE MODELÉ DE CETTE BORDURE OUEST RÉSULTE D'UNE HISTOIRE COMPLEXE :

1) **La petite plaine est enfoncée dans une surface prébasaltique** parsemée d'inselbergs de petite taille. En effet au Sud-Est, entre cette plaine et la petite plaine triangulaire du haut O. Tadadine, subsiste un lambeau de topographie préservée de l'ennoyage basaltique. Trois beaux inselbergs de 60 à 80 mètres de haut se dressent au-dessus d'une topographie de pédiments plus ou moins ravinés ou accidentés de filons. Le plus méridional a une forme en coupole irrégulière où la densité et l'allure des diaclases (verticales, courbes) détermine les aspects de détail : éboulis de boules, abrupts, surfaces lisses arrondies. Mais la résistance particulière de ce relief ne peut-être recherchée ni dans une moindre densité des diaclases (aussi denses que sur le pourtour), ni dans une différence de structure (c'est le même granite grossier qu'à la base, un peu moins riche en albite peut-être). On peut observer tout de même que les diaclases parallèles à l'axe de l'inselberg qui jouent le rôle principal puisqu'elles coïncident avec la forme allongée du relief, sont souvent accompagnées de filons d'aplite, larges de 15-20 cm.

Pour l'inselberg le plus occidental, la comparaison d'une lame mince du relief avec trois provenant du pourtour semblerait indiquer que le granite en relief est :
— plus riche en orthose et moins riche en albite et ces deux feldspaths sont frais alors qu'ils sont altérés dans les échantillons du pourtour.
— moins riche en quartz.
— Il présente une structure légèrement plus porphyroïde. Ses orthoses et ses quartz seraient moins idiomorphes que sur le pourtour, ce qui freine peut-être la désagrégation granulaire.

Mais ces indications n'expliquent pas réellement la présence de ces inselbergs tantôt dans le granite grossier (le plus méridional), tantôt dans le granite porphyroïde (les deux autres). Vers l'Ouest, cette topographie d'inselbergs semble en relation avec un aplanissement déjà appréciable sur le granite mais cette surface fut recouverte par les coulées qui ont conservé quelques dépôts corrélatifs de cette topographie ainsi définie :

1) *Au NO, au voisinage de la piste chamelière de Tamanrasset-Tahifet,* on observe, sous les coulées, 10 à 15 mètres d'alluvions sableuses rougeâtres, parfois rouge franc. Elles reposent sur un granite très désagrégé et vers le Nord, les migmatites sont très altérées (seuls les filonnets de quartz sont encore visibles). Avant l'épanchement des basaltes, cette altération affectait donc indistinctement granite et roches encaissantes, mais avec une plus grande intensité dans ces dernières.

2) *Plus près du Taourirt, la butte basaltique isolée (*1 610 *mètres) domine la plaine d'environ* 60 *mètres.* Sous ses trois coulées volcaniques (la plus basse étant très altérée), on observe dans les ravinements NO ou SO :

— 2 à 3 mètres de sables brun rouge, contenant des limons argileux abondants. A la partie supérieure, les stratifications entrecroisées des sables sont soulignées par des oxydes de fer qui se concentrent même en encroûtement continu épais de 20 cm environ.
— Au-dessous, se trouve un banc de galets (0,7 à 1 mètre d'épaisseur), composés de 60 à 70 % de quartz et de quelques microgranites et granites fins. Ces galets sont très hétérométriques (1 à 10 cm) et disposés dans le plus complet désordre comme un dépôt torrentiel brutal. Mais malgré leur aspect extérieur assez frais, une coloration rouge brun trahit une ferruginisation interne importante qui se révèle à la cassure.
— Ces galets reposent sur le granite altéré ici sur 20 à 25 mètres (mesure effectuée à l'altimètre).

Ces observations indiquent l'existence de conditions tropicales assez sèches, bien en rapport avec la topographie d'inselbergs à laquelle cette ancienne bordure se raccorde au Sud-Est. Elles sont aussi très comparables aux observations faites à la base des mesas du flanc Sud, avec tout de même une différence notable dans l'épaisseur de l'altération du granite (20-25 mètres contre 5-6 mètres). Dès cette époque, une différence essentielle existait entre ces deux bordures.

2) **Cette bordure Ouest a pourtant été protégée par un « ennoyage » basaltique très important :**

Au NO, on compte au moins 3-4 coulées, dont les plus basses sont très désagrégées (débit en gravillons) mais toujours surmontées par une ou deux corniches. Or ces coulées ont dû aussi protéger les pédiments granitiques puisque la butte témoin isolée comprend encore trois coulées. Cette bordure ainsi fossilisée a dû rester un temps assez long sans évoluer. En effet, les plateaux à l'Ouest ont été recouverts par

des épandages de galets et de blocs quartzeux (80 à 90 % de quartz, avec quelques galets de granite fin) qui s'étendent sur des kilomètres depuis la corniche en direction de l'Ouest, dans toute la haute vallée de l'O. Tin Karaba avec une pente extrêmement faible et régulière. Le basalte est très altéré sous le reg de galets de quartz qui forme des poches irrégulières. On pense aussitôt à un ancien piedmont, post-volcanique, s'étalant de l'Aheleheg vers la cuvette quasi fermée de l'Hassi Izernène et qui aurait été coupé de son versant par le creusement de la plaine en contrebas des basaltes. Or, il paraît absolument impossible que le Taourirt, qui émergeait seul à cette époque, ait pu fournir la totalité de cette masse de débris de quartz, dont des galets assez émoussés. L'origine réelle de ces galets de quartz reste une énigme et l'on soupçonne l'existence sur le sommet de l'Aheleheg ou plus à l'Est, d'un lambeau de couverture conglomératique post-précambrienne aujourd'hui disparu. La mise en place de cet épandage a dû exiger un temps assez long pendant lequel une pente continue devait exister entre le Taourirt et les plateaux basaltiques. D'ailleurs, si l'on tente de reconstituer cette pente jusqu'au pied du Taourirt on aboutit à 50-60 mètres plus haut que la base actuelle du versant, à un niveau où subsistent quelques replats au débouché des affluents de l'O. Amezeguine et plus en amont, ce niveau correspondrait aux petites alvéoles dans le granite grossier, perchées à près de 100 mètres au-dessus du piedmont (*Cf.* p. 286). L'« ennoyage » de la bordure par les basaltes a dû correspondre à une période de stabilité sur les petits torrents et permettre à l'érosion aréolaire de se développer. Puis, lorsque l'enfoncement a repris, ces petites alvéoles se sont trouvées perchées au-dessus du piedmont actuel. En effet, à partir du moment où cette bordure a retrouvé un exutoire vers le Sud, puis vers le Nord, l'enfoncement du niveau de base local a dû être très rapide puisque, sous les basaltes, le granite était altéré sur 20-25 mètres et offrait une base bien fragile.

3) **L'évolution post-volcanique :**

Cette phase de destruction du manteau d'altération a abouti à l'apparition de la petit plaine conservée dans le haut O. Ouazène, par une évolution tout à fait comparable à celle que nous avons observée au Sud du Taourirt. Le passage de la roche altérée à la roche saine a dû ralentir considérablement le creusement postérieur et explique sans doute la surimposition de l'O. Amezeguine dans les filons au Nord. Ces filons en effet étaient certainement nivelés ou masqués au niveau de la plaine, comme c'est encore le cas dans le haut O. Ouazène. La reprise d'érosion récente de l'O. Amezeguine tend à les mettre en relief, mais ces crêtes ne dépassent pas 15-20 mètres, c'est-à-dire moins que la valeur du creusement postérieur à la formation de la plaine. Ce creusement postérieur est représenté par de petits pédiments aboutissant à une terrasse graveleuse de 5-6 mètres, si caractéristique dans tout l'Atakor. Ces graviers et sables proviennent d'une phase de désagrégation granulaire qui n'a affecté que le granite grossier d'où cette mise en valeur de tous les filons, quelque soit leur composition pétrographique (même les lamprophyres), car ils résistent à ce type d'érosion de climat sec. De même le granite fin de bordure, aplani sous les basaltes tend à donner de légères collines avec la reprise d'érosion et le granite porphyroïde, respecté aussi par cette désagrégation, conserve des pentes raides, presque rectilignes à près de 45° qui doivent être plus ou moins structurales. Cette érosion sélective tend à créer vers le Nord un modelé accidenté qui s'oppose à la magnifique régularité de la partie Sud de la plaine.

LA BORDURE NORD N'A PRATIQUEMENT PAS ÉTÉ ENTAMÉE PAR L'ÉROSION :

En effet, la gorge de l'O. Amezeguine en aval de la haute plaine se situe entre des schistes cristallins assez altérés au Nord et la plus impressionnante muraille de l'Atakor, haute de près de 400 mètres formée de granite porphyroïde. Avec des inclinaisons de 60-70° peut-être, d'énormes surfaces lisses et brillantes s'abaissent jusqu'à un maigre talus de très gros blocs. Ceux-ci proviennent de quelques surplombs en haut du versant qui trahissent l'existence de très grandes diaclases courbes. Le versant suit très fidèlement la courbure de ces diaclases qui marquent la « plongée » du toit du batholite. On peut, à une ou deux énormes écailles près, dire que le versant représente la surface originelle du massif intrusif. L'O. Amezeguine ne reçoit pas de débris de ce grand versant qu'il suit fidèlement et il peut consacrer toute sa puissance au creusement des roches encaissantes d'où l'importance de sa gorge. Mais dès que ce granite porphyroïde disparaît vers l'Est, le versant de granite grossier devient un gigantesque chaos de boules et l'affluent de l'O. Amezeguine, surchargé par l'arène issue de ce granite s'étale aux dépens des schistes cristallins. Sa petite plaine triangulaire a été envahie par le remblaiement de la terrasse rougeâtre, à une époque où la désagrégation granulaire a été particulièrement active.

Après la bordure Ouest où les pédiments se développaient aux dépens du granite, puis le NO où ni

le granite ni les schistes cristallins n'ont été aplanis, on passe après un col [1] à un autre type de bordure où l'aplanissement progresse aux dépens des roches encaissantes. Cela semble correspondre à la réapparition du granite grossier qui fournit beaucoup de sables et graviers et repousse ainsi progressivement des oueds installés à l'origine sur le contact, comme l'O. Amezeguine. C'est ce qui se produit pour un oued qui s'échappe vers le NE puis pour l'O. Tineftaouine. De ce côté, la dénivellation totale du Taourirt reste très forte, mais les pentes ont moins d'ampleur qu'au NO car le granite grossier a moins bien résisté et les grands versants de boules se décomposent en 2 ou 3 gradins, avec des ressauts où le profil de lames dressées à 60-65° reflète l'inclinaison des grandes diaclases courbes. Les petits torrents ont peu entamé cette bordure et leurs bassins très étriqués sont généralement en relation avec les zones très diaclasées, aux épontes des filons. Ces torrents se rassemblent dans un couloir élargi aux dépens des schistes cristallins et où l'on peut reconstituer une histoire morphologique très comparable à celle des bordures Ouest et Sud.

1) **Deux buttes atteignant le niveau des mesas basaltiques** (environ 1 650 mètres) ont conservé, sous la protection d'un reg épais, des dépôts antérieurs ou contemporains de l'épanchement des basaltes :

a) *Juste au Nord du col entre l'O. Amezeguine et cet oued NE*, dépourvu de nom, une crête de gneiss et leptynites (?) présente une très nette allure synclinale et domine le fouillis de crêtes environnantes. C'est dans l'axe de ce synclinal perché à environ 100 mètres au-dessus des vallées que l'on trouve des sables argileux rouges (1-1,5 mètres) protégés par un reg épais, calibré et très patiné, certainement très vieux. Il s'agit vraisemblablement d'un ancien cône au pied de l'Aheleheg prévolcanique, mais perché aujourd'hui à plus de 100 mètres au-dessus des thalwegs. Ces sables ont une structure litée qui fait penser à des apports de nappes ruisselantes successives, sous un climat de type sahélo-soudanien à sols bruns rouges subarides. En effet, en dehors de grains presqu'essentiellement quartzeux, on trouve une abondante partie fine dont le minéral argileux caractéristique est l'illite, avec un peu de vermiculite (ATD, Inst. Cathol., Paris), ou une certaine quantité de kaolinite (rayons X, I.G., Paris). L'analyse semi-quantitative (Lab. Géol., Strasbourg) permet d'évaluer les pourcentages à 70 % d'illite et 30 % de kaolinite. Ce mélange illite-kaolinite paraît bien caractériser partout l'altération de cette phase terminale du dégagement du Taourirt avant l'épanchement des basaltes.

b) *On retrouve ces mêmes dépôts à l'autre extrêmité de la vallée* en grimpant sur la plus haute des crêtes gneissiques située au SE, près de la ligne de partage des eaux avec l'O. Tineftaouine. Le sommet de cette butte est aplani et un filon de quartz a été nivelé au même niveau que ces gneiss. Sous un reg épais et 3 cm de limon gris clair, on retrouve les sables argileux rougeâtres. L'argile de ce sédiment donne une courbe d'A.T.D. (Inst. Cathol., Paris) exactement superposable à la précédente avec les mêmes pics évasés et courts aux mêmes températures (illite prédominante, vermiculite) mais une autre fraction de cet échantillon soumise au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) a donné 100 % de montmorillonite avec des traces d'illite. Ces analyses convergent cependant pour indiquer une altération assez peu poussée.

2) **Puis après une phase de creusement** (près de 80 mètres ici), on trouve à l'amont du petit oued, un ancien cône alluvial, dégradé mais bien visible (XVIII-XXIV, n° 18) qui correspond au débouché de deux torrents à pente forte. Ce cône est en partie rocheux, nivelant des gneiss très altérés, mais vers l'Ouest, il est couvert de sables très argileux d'un blanc laiteux d'où émergent par lente dégradation, des blocs de quartz de 20-40 cm de diamètre (90 % de quartz, 10 % de microgranite), très patinés (*Cf.* Pl. XVII, fig. 3) et accompagnés de graviers de quartz très anguleux. Ces dépôts sont très comparables à ceux de la plaine Ouest et des formes d'accumulation au Sud du Taourirt en contrebas des mesas (sables blancs et galets de quartz) :

— *La granulométrie des sables est très proche de celle des sables précédents* (médiane = 0,5 mm, indices presque identiques) mais très voisine également de celle des sables actuels de cet oued (fig. 89). Il s'agit d'une formation de ruissellement, mais en morphoscopie, on remarque que près de la moitié de ces quartz sont très émoussés (presque arrondis) et souvent luisants ce qui est assez étonnant après un si faible trajet. Ici aussi se pose le problème d'une éventuelle couverture détritique antérieure, entièrement remaniée par les torrents et étalée sur les bordures du Taourirt. Lors du lavage de ces sables, on remarque une certaine proportion de biotites et l'analyse des minéraux lourds (J. Etienne) indique un cortège de minéraux de socle assez pauvre et inattendu (grenat fréquent, hornblende verte rare, zircon, sulfates et monazites rares à très rares, traces d'épidote et d'apatite) avec quelques minéraux volcaniques (hornblende brune fréquente, olivine très rare et altérée) qui prouvent que les mesas volcaniques s'étendaient jusqu'à la bordure de cette vallée.

1. A ce col, le contact est bien visible et brutal. Dès que le granite apparaît, la pente se redresse brusquement par petites falaises successives donnant une dénivellation totale de 150 mètres environ.

— *La partie fine forme* 32 % *de la fraction inférieure à 2 mm.* Elle fait légèrement effervescence à l'acide, mais l'analyse chimique au quantomètre (C.R.P.G., Nancy) ne fait apparaître que 2,2 % de CaO avec des proportions assez faibles de cations (0,28 de MgO, 3,5 de Na_2O, 1,33 de K_2O). L'absence de fer (0,37 %) est aussi étonnante qu'au Sud du Taourirt. La proportion d'alumine est de 16,6 % et celle de silice très élevée (74 %). Enfin, l'étude des minéraux argileux (A.T.D., I.G., Paris) indique la présence de kaolinite.

— *Enfin, parmi les graviers, on trouve à la fois des pegmatites de biotite (provenant du « toit ») en paillettes décollées et décolorées et des graviers de quartz* tout corrodés avec des cavités remplies d'argile.

Ces analyses souvent contradictoires confirment l'hétérogénéité de ce matériel. L'étude sur le terrain fait penser à une nappe alluviale complexe avec peut-être des éléments détritiques plus anciens (sables émoussés, quartz corrodés) mais aussi des éléments non quartzeux dont l'altération postérieure plus ou moins poussée aurait fourni la partie fine où voisinent des biotites encore intactes, une argile kaolinique, etc. (comme, la présence de feldspaths au Sud du Taourirt). La ressemblance de ce matériel avec les nappes de blocs granitiques des « clapiers » d'Auvergne (P. Bout, 1960 b, p. 17) où par altération toute la fraction non quartzeuse a disparu, oblige à faire des réserves sur le contexte climatique de ces dépôts. En effet, par leur position chronologique, ces dépôts rappellent les grandes nappes de blocs de la haute Koudia, solifluées sur le glacis le plus ancien qui marque la phase la plus ancienne de façonnement des vallées actuelles. Comme pour ces nappes solifluées, le rapport est assez vague entre le dépôt de couverture et la forme d'érosion. En effet, cette curieuse formation ne ressemble pas à l'accumulation de sables qui forme la couverture « normale » d'un pédiment lorsqu'il est « couvert ». Les blocs anguleux de quartz pourraient être les « rognons quartzeux » témoins d'une coulée de solifluction qui comprenait également des blocs gélivés de granite. Mais ceux-ci auraient été altérés lors de la phase humide suivante, postérieure au glacis « moyen ».

3) **L'évolution postérieure tend à confirmer cette hypothèse**. En effet, le cône rocheux est repris, au Nord, par un deuxième pédiment à 8-9 mètres en contre-bas, qui subsiste sur une soixantaine

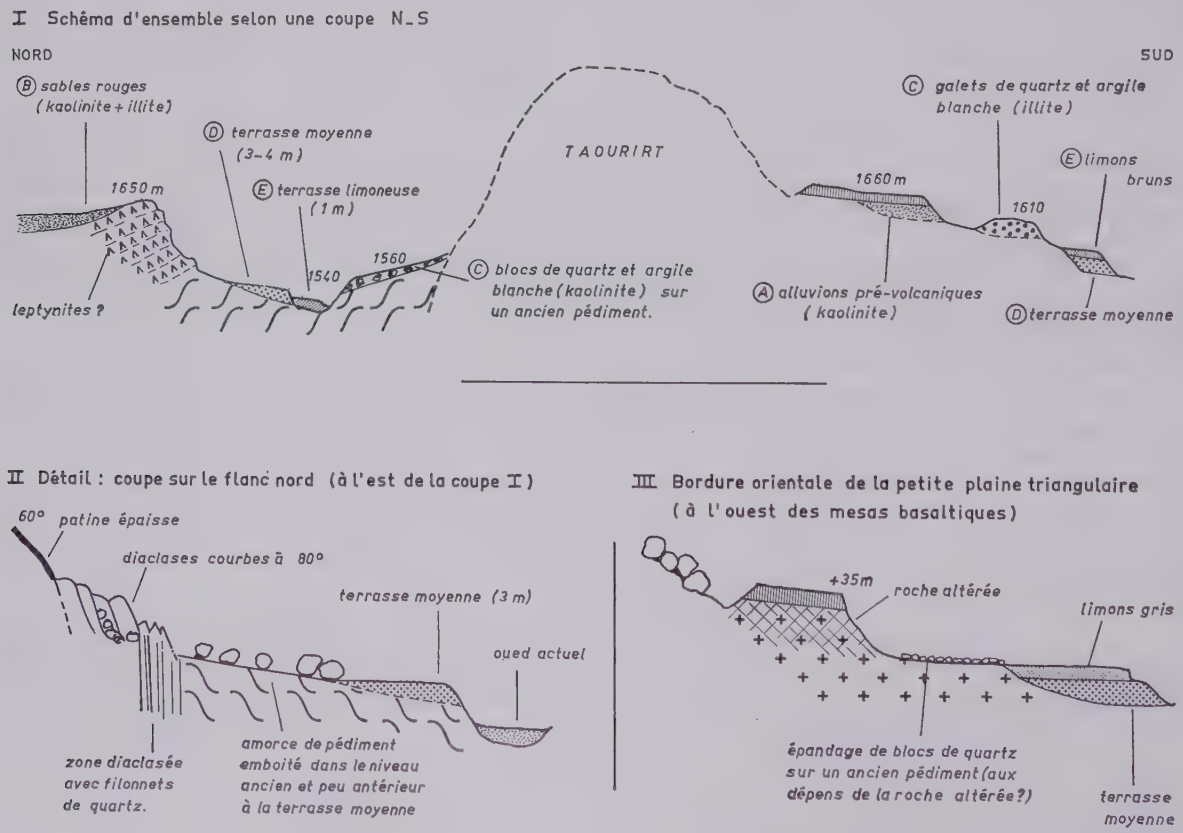


Fig. 90. — L'évolution morphologique du Taourirt de l'Aheleheg : sur la coupe I, les lettres A à E indiquent la succession chronologique des dépôts corrélatifs de chaque stade de l'évolution. La coupe II montre, en aval, le moignon d'un pédiment de la phase C et, en contrebas, l'amorce d'un pédiment en relation avec la terrasse moyenne (phase D). La coupe III, sur le flanc SSO indique un type d'évolution très voisin des cas précédents.

de mètres avant d'être remanié à l'aval par une série de rigoles instables, encore plus ou moins actives. Ce deuxième pédiment est couvert de petits blocs anguleux (5-10 cm) appartenant à toutes les roches du Taourirt, sans doute parce que la phase pluviale postérieure a été insuffisante pour exercer un « tri » chimique. En aval l'oued s'enfonce de 1 540 à 1 490 mètres, à l'endroit où il quitte la bordure, sur une longueur de 2,5 km. On rencontre quelques lambeaux de la terrasse graveleuse rougeâtre avec ses stratifications de ruissellements successifs en nappe, à granulométrie décroissante de la base (quelques blocs de granite frais et même de gneiss) vers le haut (sables) : cette terrasse paraît bien en relation avec le deuxième pédiment. Enfin, sans rapport avec l'apparition d'une nouvelle forme d'érosion, apparaît la terrasse récente, emboîtée dans la précédente et riche en blocs anguleux à stratifications torrentielles. Elle semble correspondre à une légère action du gel sur les granites lors du dernier Pluvial, avec extension ensuite de ces débris par des écoulements plus importants qu'à l'heure actuelle.

4) *CONCLUSION :*

Nous retrouvons donc sur la face Nord, les mêmes conclusions que sur les autres bordures du Taourirt (fig. 90), mais avec des éléments plus précis de corrélation pour l'évolution récente en zone granitique et en zone volcanique. On peut encore ajouter deux remarques :

a) Alors que les bordures NE et Ouest sont formées par le même granite grossier, on constate une évolution morphologique bien plus nette, à l'Ouest, à l'époque des pédiments et des cônes de sables blancs à galets de quartz. Rien ne paraît pourtant défavoriser la face Ouest, et pourtant nous retrouverons les mêmes plaines évoluées sur les faces Ouest de l'In Tounine (source Chapuis) et de la Taessa (piedmont perché de Tarhenanet) avec la même difficulté pour expliquer leur origine par la structure. Cette évolution paraît donc liée à une exposition climatique préférentielle à l'Ouest, comme pour la haute Koudia.

b) L'érosion totale post-basaltique atteint près de 80 mètres au Nord du Taourirt au niveau du cône rocheux et seulement 35 mètres au Sud. Cette différence de creusement s'explique par l'apparition, au Sud, du plancher granitique qui a très fortement ralenti l'érosion linéaire sur toute la surface de ce second gradin de l'Aheleheg. Aussi, au Sud du Taourirt, toute l'activité de creusement s'est concentrée sur les bordures, exhumant progressivement cette deuxième partie en un vaste « Inselgebirge ». C'est la seconde phase de la genèse de ce relief.

B. — MISE EN RELIEF DE L'ENSEMBLE DU BATHOLITE

1) *AU SUD-OUEST, AUCUN RELIEF NE MARQUAIT LA BORDURE AU MOMENT DE L'ÉPANCHEMENT DES BASALTES :*

Comme le montre la figure n° 91, les grands plateaux basaltiques qui entourent l'Aheleheg à l'Ouest sont à une cinquantaine de mètres plus bas que les mesas du centre du massif. A moins d'une déformation postérieure peu probable, il faut donc admettre que les mesas représentent les vestiges de coulées originaires du centre de l'Aheleheg et épanchées vers le Sud-Ouest en convergeant avec les coulées extérieures venues du NO et ennoyant toute la partie occidentale du massif [1]. L'ensemble de ces coulées recouvre une surface extrêmement régulière vers 1 550-1 600 mètres, qui doit être un lambeau de la vieille surface prébasaltique.

a) Avant l'épanchement des basaltes, cette surface a du rester longtemps exposée a l'altération chimique. En effet, les migmatites sur lesquelles repose le plateau sont altérées sur plusieurs dizaines de mètres et un ravinement actif avive les pentes d'éboulis qui dépassent les 40°. Seul un gros filon d'aplite résiste mieux et explique la terminaison presque linéaire du plateau au Sud qui trahit la crête filonienne SE-NO. Pourtant, en lame mince, cette aplite elle-même présente des plagioclases extrêmement kaolinisés (comme les migmatites) et seuls les quartz, à légère extinction roulante, maintiennent la cohésion de la roche. Cette altération profonde explique que les basaltes, attaqués par de petits « obséquents » à partir du cours « subséquent » de l'O. Ouazène enfoncé de 150-160 mètres reculent à la manière d'une cuesta (*Cf.* Pl. XVI, fig. 3).

1. On retrouve dans ces plateaux, les deux mêmes types de basalte que dans les mesas inférieures : des basaltes très noirs, sans phénocristaux, se débitant en toutes petites plaques (par exemple à l'extrémité Sud) et des basaltes à structure porphyrique avec des phénocristaux d'olivine mal formés et une pâte vitreuse à microlithes de plagioclases tous orientés selon la fluidalité (butte la plus au NE).

b) Au contraire, partout ou l'on peut trouver le granite a la base des mesas, il est pratiquement sain et son comportement est très différent de celui des migmatites. En effet, sur de larges surfaces autour des mesas, le granite conserve la trace d'une surface vers 1 580-1 590 mètres (*Cf.* carte en couleurs nº 8) qui à 10-15 mètres près, correspond à l'altitude du sommet des coulées. Ainsi :

— *A l'Ouest des mesas*, la surface est marquée par des ondulations de roche lisse situées autour de 1 580 mètres et surmontées par deux magnifiques inselbergs d'environ 80 mètres de haut. Elle rejoint ainsi la surface pré-volcanique du haut O. Ouazène, légèrement remaniée par la suite (*Cf.* p. 293).

— *Au SO de la mesa N-S la plus occidentale*, une même surface, recouverte par un reg uniforme s'étend sur la coulée basaltique et le granite parfaitement nivelé (même un filon de quartz est parfaitement arasé).

— *Plus au Sud*, cette surface se continue encore malgré la présence de roches différentes : faciès plus microgranitique dans le faciès « grossier », « roof pendant » de schistes cristallins.

Un modelé, très peu marqué, de larges vallées sableuses descendant vers le SO résulte de la lente dégradation de la surface prévolcanique. La principale de ces petites vallées relie de légères cuvettes sableuses ou limoneuses, avec une parfaite indifférence au tracé des filons de quartz et de lamprophyres (qui tout au plus rétrécissent la vallée) ou au réseau de diaclases SO-NE. Celles-ci influencent davantage les cours parallèles et larges de 20-25 mètres, de ses petits affluents. Sur les interfluves, des alignements de quelques boules trahissent l'existence des filons les plus importants et cloisonnent légèrement cette topographie très douce ; ailleurs, le granite est couvert d'un reg évolué de petits graviers de quartz patinés.

Ainsi, surface prébasaltique au NO, surface taillée en fonction du niveau local des coulées au centre, ou surface lentement dégradée au Sud, *tous ces lambeaux témoignent d'une assez longue période de ralentissement de l'érosion qui a précédé et suivi l'épanchement des basaltes*. Cette surface, de toute évidence, s'inclinait lentement depuis l'Echine vers la bordure Ouest. Au Sud, les petites vallées SO-NE naissent dans une topographie un peu plus différenciée de petits inselbergs de 20 à 25 mètres (collines de boules empilées, « castel kopje ») qui correspondent au passage à un granite porphyroïde qui borde l'O. Tadadine sur sa rive droite et s'étend vers l'Echine. Les larges vallées s'interrompent au niveau de ce granite, peu sensible à la désagrégation granulaire, mais il paraît évident que ces petites vallées prenaient naissance dans l'Echine, et s'écoulaient sur un vaste pédiment au pied de ce relief. Mais l'O. Tadadine, profitant de la désorganisation survenue dans le réseau de l'Oued Ouazène à la suite des épanchements volcaniques, a sectionné toutes ces anciennes vallées en suivant une ligne de discontinuité qui borde l'Echine (*Cf.* p. 308). Pourtant, la reprise d'érosion remonte aussi le long du réseau de l'O. Ouazène, mais bien plus lentement ; elle a abouti au creusement d'une pseudo dépression périphérique entre les lambeaux de surface conservés sur le massif à l'Est et la « cuesta » basaltique à l'Ouest.

c) Le creusement post-basaltique :

Lorsque l'on reconstitue la surface prébasaltique sur la figure nº 91, l'importance de cet évidement apparaît très nettement. Or, on est très surpris de rencontrer, au point le plus bas atteint par le creusement, les vestiges d'un « roof pendant » de migmatites altérées. En plan, ces roches tendres affleurent sur 700 à 800 mètres parallèlement à la bordure du batholite, mais en arrière d'un bourrelet de granite plus fin [1]. Dans ce cas, la comparaison avec une dépression périphérique se trouve renforcée car ce témoin de roches tendres à 1 430 mètres et d'autres au niveau de la surface prébasaltique à 1 580 mètres, font penser que l'évidement s'est fait entièrement aux dépens de cette roche altérée. En effet :

1) **Toute la pente du massif granitique apparait comme une surface quasi structurale liée au toit du batholite.** Le modelé se calque entièrement sur de grandes diaclases courbes et la pente se décompose en replats liés à la plus ou moins grande courbure de ces diaclases. Les énormes dalles de granite grossier sont protégées par un cuirassement ferrugineux épais de 10-20 cm qui rappelle les grandes dalles rencontrées en bordure SE du Taourirt. Ces dalles indurées, épousant l'allure des diaclases forment l'essentiel du paysage. En un point, l'inclinaison des diaclases courbes augmente brusquement jusqu'à environ 55-60º et il en résulte un talus brutal de l'ordre de 80 mètres (*Cf.* fig. 91 et carte en couleurs nº 8) qui se traduit par une « chute » brutale dans les thalwegs. Les oueds se contentent de polir les dalles et de mettre en valeur quelques diaclases transversales où subsistent quelques flaques en marche d'escalier. Au contraire, quand les diaclases ont une inclinaison plus faible, les dalles forment des « dos de baleine » parfaitement lisses, où l'érosion est totalement arrêtée. Cependant, lorsqu'une diaclase élargie ou l'écaillage de la cuirasse à la base de la coupole ont permis la mise à jour de la roche

1. Vers le N-NO, la présence d'un petit affluent de l'O. Ouazène parallèlement à la bordure interne de ce bourrelet ne paraît s'expliquer que par une ancienne extension plus grande du « roof pendant » entre le bourrelet et le massif proprement dit.

friable sous-jacente, l'érosion agit extrêmement vite, ne laissant que quelques « champignons » ou « tables » indurés dans une zone chaotique de désagrégation granulaire active. Cette érosion est cependant très vite arrêtée au niveau de la diaclase courbe suivante qui est exhumée avec déjà un début de cuirassement qui s'oppose au ruissellement [2]. Ainsi la topographie évolue très lentement, mais avec des profils qui restent très proches de la surface structurale, dans la mesure où ces grandes diaclases sont subparallèles. La seule trace visible de la reprise d'érosion par rapport à la surface prévolcanique est donnée par les filons de quartz qui, aplanis au niveau des mesas, sont peu à peu mis en relief et donnent des crêtes d'une vingtaine de mètres de haut.

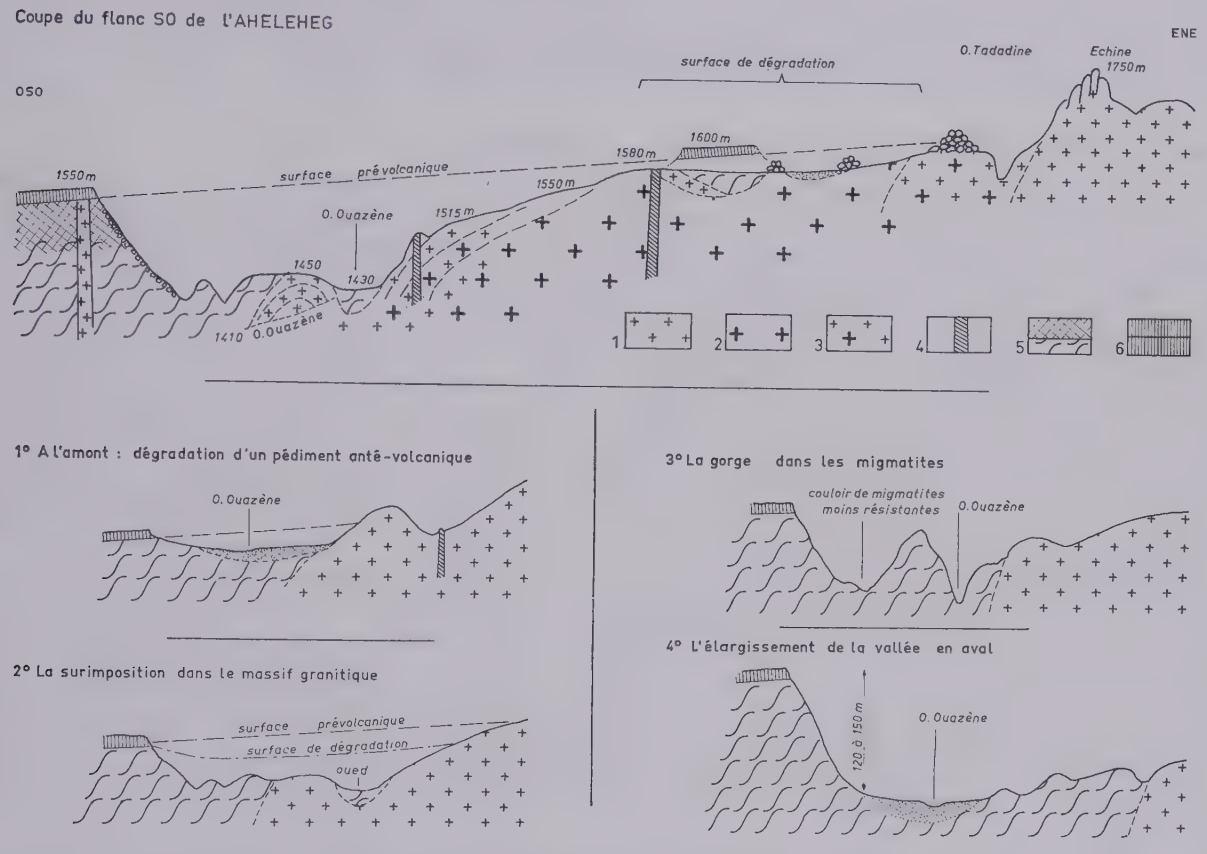


Fig. 91. — L'évolution morphologique de la bordure Sud-Ouest de l'Aheleheg : 1 - granite fin (ou aplite, en filon à gauche) ; 2 - granite grossier « normal » ; 3 - granite porphyroïde ; 4 - filon de quartz ; 5 - schistes cristallins (en haut : altérés ; en bas : sains) ; 6 - basalte. En bas quatre petites coupes transversales montrent l'évolution de la vallée de l'O. Ouazène d'amont en aval, le long de la bordure SO de l'Aheleheg.

2) **Le tracé inadapté du réseau hydrographique paraît dû à une ancienne extension des migmatites altérées** en biseau sur le massif. Aux environs des mesas où subsistent deux lambeaux de roof pendants, on remarque déjà un tracé NS des petits oueds, aberrant par rapport aux directions de filons et de diaclases. Le plus bel exemple d'inadaptation est fourni par l'O. Ouazène lui-même qui franchit par deux fois le bourrelet de granite fin qui représente la roche la plus résistante du secteur. Ce granite fin résulte en effet d'une différenciation progressive du granite grossier au voisinage de la bordure. Déjà à l'Est de la gorge de l'O. Ouazène, le granite grossier a tendance à devenir porphyroïde fin, par développement de mésostase entre les cristaux. Aussitôt la désagrégation granulaire est freinée ; l'érosion se traduit encore par le dégagement de sillons le long des diaclases (ou aux épontes des filons) qui divisent les grandes dalles en touches de piano SO-NE, mais il n'y a pas destruction des dalles par sapement ensuite. A l'Ouest de l'O. Ouazène, le granite devient réellement fin et forme un bourrelet

1. Cette remarque a une portée très générale. On peut se demander si la patine ou le cuirassement ne commencent pas déjà à une certaine profondeur par des dépôts ferrugineux laissés par la circulation d'eaux dans les diaclases.

large de 100 à 200 mètres dont la surface est directement calquée sur les diaclases courbes, comme on peut le constater dans les gorges qui entaillent le bourrelet : le granite est disposé en grands bancs de 3-4 mètres d'épaisseur, ondulés exactement comme la surface du bourrelet. Ici la désagrégation granulaire ne joue aucun rôle ; même les diaclases ne sont pas mises en valeur (la surface parfaitement lisse brille au soleil) et aucun filon n'accidente le bourrelet. Les filons sont aplanis (quartz) ou même en creux (lamprophyres). Ainsi l'O. Ouazène décrit son étonnant « méandre » en franchissant deux fois le bourrelet à la faveur de deux gros filons de lamprophyres, uniques points faibles du bourrelet. Seule cette roche est évidée et la gorge présente des parois parfaitement verticales hautes de 18 à 25 m, exactement localisées sur les épontes. Cette liaison indique nettement que l'agent d'érosion de cette gorge est l'altération chimique aux dépens d'une roche riche en éléments ferromagnésiens [1]. Le creusement de ce filon a donné à l'O. Ouazène, un grand avantage sur les autres petits oueds de la bordure qu'il tend à unifier en un seul réseau (*Cf.* carte nº 8) à l'intérieur du massif.

d) L'absence de talus a la bordure de l'Aheleheg :

Toute l'action récente de l'érosion peut en effet se résumer en un glissement le long de la surface du toit du batholite, à peine « écorcée » localement, avec dégagement d'un léger « creux » structural en arrière d'un bourrelet bordier. Les eaux qui dévalent la pente granitique tendent à se rassembler dans ce creux et s'en échappent par une gorge unique. Or, à la sortie de cette gorge, on pourrait s'attendre à trouver un vaste cône d'érosion latérale aux dépens des migmatites, avec un net dégagement de ce bourrelet de granite fin si dur. Ce modelé si classique n'existe pas ici bien que le contact entre roche encaissante et massif intrusif soit d'une extrême brutalité (à peine 10 à 20 cm, marqué par des lits de pegmatites. *Cf.* Pl. XV, fig. 2). Cette ligne de discontinuité est suivie par l'O. Ouazène sur 1 km en amont de son « méandre », puis vers le SE, par un tout petit oued, mais ces vallées restent très étroites et les migmatites n'ont guère reculé plus que le granite. Quant à la sortie de l'O. Ouazène, elle se marque par une gorge à peine plus évasée que le « trait de scie » dans le bourrelet, et oblique par rapport au contact. Les migmatites forment des crêtes aiguës à 1 430-1 450 mètres pratiquement au même niveau que le bourrelet et restent accolées à lui. On ne peut guère trouver de contact géologique plus brutal et pourtant aussi ignoré par la morphologie !

On ne peut guère invoquer la brutalité de l'incision récente puisqu'à 1 km de là, la vallée de l'O. Ouazène s'élargit brutalement, atteignant plus de 7 à 800 mètres avec ses vastes terrasses graveleuses (terrasse « moyenne ») et son lit démesuré peuplé d'une « forêt galerie » abondante. On doit noter, par contre, que les migmatites au niveau du contact ne sont plus ces roches très altérées rencontrées à la base des coulées basaltiques. En effet, cette altération profonde de quelques dizaines de mètres, cesse complètement à l'altitude du bourrelet. Ces roches saines se comportent alors « normalement », c'est-à-dire comme une roche résistante, indurée par des phénomènes liés à une granitisation générale (filons d'aplite) et non pas au batholite. Vers le Sud, elles deviennent moins résistantes et aussi la surface prébasaltique se rapprochant de la surface actuelle, la zone altérée descend plus bas sur les versants... Il y a aussi une seconde explication à cette absence de mise en valeur du contact. Elle résulte de la surimposition de l'O. Ouazène dans les migmatites altérées et, plus anciennement dans les coulées volcaniques. Son tracé s'est trouvé fixé dans les roches les plus résistantes (bourrelet de granite fin et migmatites les plus dures) alors que, légèrement à l'Ouest, une bande de migmatites plus tendres aurait permis le dégagement d'une gouttière longitudinale parallèle à l'Aheleheg (*Cf.* carte nº 8). Ce genre de vallée longitudinale, bien visible au NE du batholite, semble plus favorable au dégagement de la bordure du massif.

2) *AU NORD-EST, LE CONTACT EST NETTEMENT DÉGAGÉ PAR LE RÉSEAU « SUBSÉQUENT » DE L'O. TINEFTAOUINE :*

Cet oued, parallèle à la bordure, fait encore partie de ce curieux ensemble de tracés subséquents qui entourent l'Aheleheg depuis l'Ouest (haut O. Ouazène), puis le Nord (O. Amezéguine), puis l'oued du N-NE jusqu'à l'O. Tineftaouine. Ce tracé correspond toujours à un excellent dégagement de la bordure et s'oppose aux tracés obliques ou perpendiculaires du SO, du Sud et du SE. Mais pour

1. Cette érosion se poursuit à l'heure actuelle dans de petites vasques où l'eau se renouvelle longtemps après les crues par l'écoulement des réserves aquifères accumulées dans les sables en amont. Ces vasques sont surtout profondes au pied de la paroi Nord qui n'est jamais atteinte par le soleil et où peuvent subsister des mousses et des lichens en permanence et un grand nombre de végétaux aquatiques.

qu'il y ait association d'une bordure bien dégagée et de pédiments de versants [1], il faut également qu'une des deux roches en contact puisse être facilement attaquée par le ruissellement :

— *Au N-NO, la vallée moyenne de l'O. Amezéguine*, strictement localisée sur le contact, dégage un talus d'une fraîcheur extraordinaire, mais sans entraîner l'apparition de pédiments ;

— *Au NO, les pédiments se sont développés sur le granite grossier* avant d'être recouverts par les coulées volcaniques. Les réseaux opposés des O. Amezeguine et Ouazène se sont alors installés parallèlement au bord du Taourirt, mais, à quelque distance, sans doute dans la zone arénisée meuble qui n'avait pas été recouverte par les coulées basaltiques. A partir de ce niveau de base plus rapproché, sont apparus de nouveaux pédiments, peu étendus, sur la rive droite de l'O. Amezéguine. Ces petits pédiments sont emboîtés dans le pédiment prévolcanique beaucoup plus étendu. Or, l'emboîtement des pédiments est peu fréquent car généralement la forme antérieure se dégrade lentement et sur toute sa longueur pour s'adapter aux conditions nouvelles [2]. La fossilisation du pédiment ancien, d'âge tertiaire, par les basaltes explique cet emboîtement ici.

— *Or, au N-NE et au NE (O. Tineftaouine)* où les coulées volcaniques ne paraissent pas avoir joué ce rôle, on retrouve pourtant un bel emboîtement.

Les pédiments de bordure sont emboités dans une forme ancienne beaucoup plus étendue. En effet, à l'Est, au-delà de ces vallées « subséquentes » du N-NE et du NE, on peut reconstituer un très vaste pédiment (ancien pédiment sur des gneiss ?) qui descend du Taourirt et de l'Echine vers la très vaste gouttière où les O. In Dalèdje et Tahifet « coulent » parallèlement sur près de 25 km avant de se réunir. Sur ce piedmont, un réseau hydrographique plus important qu'aujourd'hui s'orientait perpendiculairement ou obliquement par rapport à la bordure, comme le prouvent les traces de larges lits sableux encore visibles (XVIII-XXIV, n° 18). Ces cours d'eau balayaient donc le vaste pédiment et ont contribué à son façonnement jusqu'à ce que l'apparition d'un réseau subséquent vienne séparer le pédiment de sa bordure montagneuse et entraîne le développement de pédiments plus récents et emboîtés, à partir de ce niveau de base rapproché. Or, cet emboîtement ne peut être mis en rapport ici avec une fossilisation de l'ancien pédiment par les coulées volcaniques qui explique au NO l'apparition des tracés « subséquents ». *On songe aussitôt à ces « Bergfussniederung » [3] décrits en zone tropicale par les Géographes allemands.* Pour eux en effet, ce type de tracé est caractéristique des paysages à inselbergs ou à cuirasses étagées et s'explique par l'installation d'un réseau tardif dans la partie haute du pédiment où la roche, peu cuirassée et fortement arénisée, est particulièrement tendre. Mais cette explication implique l'existence d'une cuirasse résistante à la surface de l'ancien pédiment. Or, je n'ai pas retrouvé de vestiges d'une telle cuirasse au NE de l'Aheleheg, mais quelques témoins d'altération qui invitaient à conclure à une période de climat tropical assez sec à cette époque. (*Cf.* p. 295) Par contre, sur la face SE du Taourirt, subsiste une petite dépression encore tapissée d'une belle cuirasse ferrugineuse mais en pleine destruction sur le granite altéré. On peut penser qu'une cuirasse de même type a pu exister sur le piedmont NE et disparaître sur un substratum encore moins résistant.

Ce très ancien pédiment a laissé des traces au flanc même de l'Aheleheg. En effet, le contact entre granite et schistes cristallins est marqué par un ressaut brutal, mais de 25 à 30 mètres seulement, qui suit très régulièrement le contact sans « embayement » (NF 31-XVIII-XXIV, n° 18). Quelques petits oueds parallèles débouchent du massif par des couloirs très étroits en contre-bas d'une topographie relativement évoluée : collines de boules granitiques, petites cuvettes sableuses, crêtes filoniennes aiguës (orientées surtout SSO-NNE). Des restes de sol rougeâtre entre les boules ou des affleurements d'arènes rougies suggèrent une altération climatique à la surface d'une topographie assez différenciée et compartimentée qui serait un ancien niveau d'érosion dans lequel les rainures des oueds (25-30 mètres) sont visiblement des incisions postérieures. Or, ce replat d'érosion, large de 4 à 500 mètres environ, semble se rattacher tout naturellement au grand pédiment situé sur les gneiss à l'Est de l'O. Tineftaouine. Il représenterait la partie amont, développée sur granite et parsemée de castel kopje, de cet ancien pédiment.

1. C'est-à-dire les pédiments liés uniquement au ruissellement provenant du talus de bordure, par opposition aux « cônes rocheux » qui peuvent se développer au débouché d'une vallée plus importante par l'écoulement divagant de masses d'eau tombées sur une zone nettement plus vaste.

2. C'est une différence essentielle avec les glacis d'érosion en roche tendre où l'emboitement est extrêmement fréquent parce que la pellicule de blocs offre une protection et conserve la forme ancienne entre les entailles rapides des reprises d'érosion.

3. La traduction de ce terme par « subséquent » paraît due à G. Rougerie (*Phénomènes d'altération dans les Eglab.* I.R.S. XXII, 1963, p. 151). Elle peut choquer, à priori, puisqu'on tend à restreindre le sens de subséquent aux seules structures monoclinales. Pourtant ce type d'hydrographie correspond tout à fait au sens littéral. (« qui suit en contrebas ») et au sens géomorphologique du mot (vallée développée tardivement en roche tendre, et perpendiculairement à la pente générale).

Vers l'intérieur de l'Aheleheg, ce replat vient buter contre un talus très raide, bien visible sur la photo XVIII-XXIV, nº 18 et dans la topographie (fig. 92). De grandes surfaces rocheuses très lisses et cuirassées reproduisent exactement l'allure de grandes diaclases courbes avec des pentes plus fortes encore (55 à 60º) qu'à la bordure SO. Les filons, en relief sur le replat, sont ici en creux, suivis par des thalwegs à pente très forte qui épousent presque cette dénivellation de près de 200 mètres [1]. Ce grand talus paraît à la fois structural et dû à l'érosion. En effet, le granite qui le constitue semble très peu sensible à la désagrégation granulaire, tandis que celui du replat se désagrège plus facilement pour une raison inexpliquée ; d'autre part, la prédominance des grandes diaclases courbes est due à la rareté des diaclases en général alors que sur le replat, la densité des diaclases est extrême, empêchant généralement le développement de boules de plus d'un mètre de diamètre (diaclases verticales, joints transverses très nombreux, joints de cisaillement obliques, etc.). D'ailleurs vers le Nord, ce talus se poursuit, selon le même alignement, par la bordure Est du Taourirt, caractérisée aussi par ses grandes diaclases courbes (*Cf.* carte en couleurs nº 8). L'arrêt de l'érosion le long de ce talus n'est donc pas fortuit. Au sommet du talus, on retrouve, vers 1 740 mètres, des pentes moins fortes (10 à 15º) où la roche a conservé un manteau d'arène (1 à 2 mètres d'épaisseur) protégée par un reg de blocs très patinés et essentiellement quartzeux. Vers l'intérieur de l'Aheleheg, on passe insensiblement à la topographie de collines de boules (hautes de 30 à 50 mètres, arrondies ou coniques) et de cuvettes sableuses parsemées d'Acacias, qui caractérise la surface pré- et post-volcanique autour des mesas.

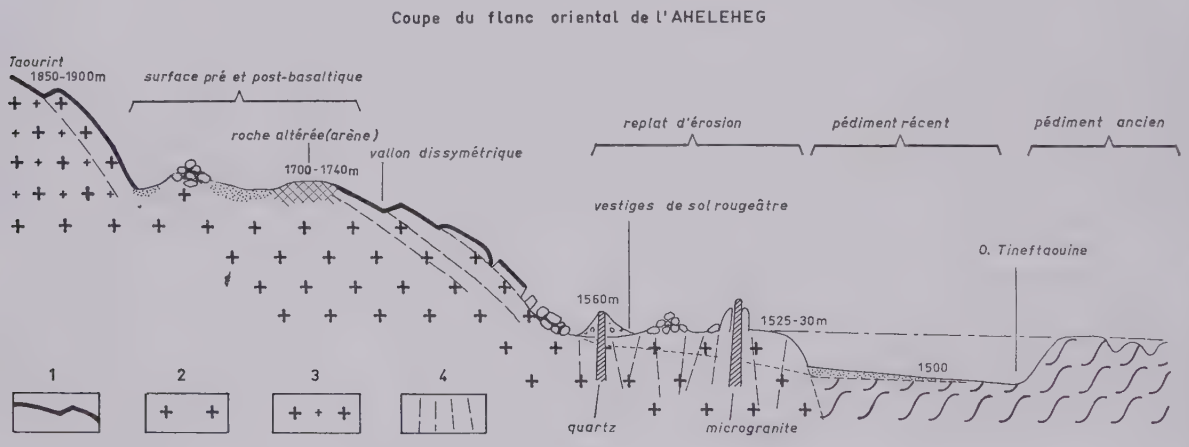


Fig. 92. — L'évolution morphologique sur le flanc Est de l'Aheleheg : 1 - grande dalle rocheuse cuirassée et lisse ; 2 - granite grossier ; 3 - granite porphyroïde : 4 diaclases.

Le replat d'érosion de cette bordure NE apparaît ainsi comme une étape du dégagement de l'Inselgebirge, postérieure à la surface des mesas intérieures, après une longue phase de creusement (près de 200 mètres). Il correspond à une phase de recul limité de la bordure orientale en liaison avec la formation de vastes pédiments sur les gneiss encaissants à une époque où, au Nord et à l'Ouest de l'Aheleheg, toute évolution était bloquée par les coulées volcaniques.

Le développement des pédiments récents en relation avec l'O. Tineftaouine : Quel que soit le mécanisme de leur mise en place, les oueds « subséquents » (N-NE et Tineftaouine) sont en pleine évolution : l'Oued du N-NE, plus enfoncé, capture actuellement les affluents supérieurs de l'O. Tineftaouine tandis que celui-ci se montre conquérant au SE (NF 31-XVIII-XXIV, nº 18) en capturant un oued relativement important qui gardait un tracé indépendant (jalonné par des terrasses de 5 à 6 mètres de haut). Ces oueds s'enfoncent donc rapidement et les pédiments sont en continuelle adaptation. Aussi les témoignages un peu anciens de cet enfoncement font défaut. Par contre, on observe partout, recoupant les bancs de gneiss, une accumulation graveleuse identique à celle de la terrasse « moyenne »

1. La plus grande partie de l'eau doit ruisseler directement sur ces grandes dalles lisses et pentues, avec une rapidité spectaculaire. Elle n'est arrêtée et canalisée que par des rigoles dissymétriques et perpendiculaires à la pente, qui apparaissent là où une diaclase courbe est relayée par une autre vers le haut (fig. 92). Au contraire, quand une diaclase courbe se termine en biseau vers le bas, c'est l'ensemble d'une gigantesque écaille qui se trouve en déséquilibre et se fragmente progressivement, en glissant sur le plan de la diaclase située au-dessous. Le ruissellement aidant, il se produit des glissements et un chaos d'énormes blocs cubiques se forme à la base du versant.

rougeâtre des oueds de l'Atakor. Cette couverture est mince à l'amont (1 à 2 mètres avec des lits de galets et une stratification entrecroisée) ; elle s'épaissit vers l'aval pour atteindre 6-7 mètres avec 3 mètres de sables fins inférieurs et 3-4 mètres de dépôts de ruissellement renfermant encore quelques blocs anguleux. Une étude pollinique effectuée par C. Martinez dans les sables fins inférieurs a fourni une extrême abondance de Graminées et surtout de Salsolacées avec absence totale de pollens d'arbres, ce qui correspond à un paysage steppique, bien proche de l'actuel, où le ruissellement jouait un grand rôle. Cette phase de climat assez sec a correspondu à de gros apports de graviers et de sables dans les rivières principales amenant la formation de la terrasse « moyenne » (graveleuse, riche presqu'essentiellement en éléments granitiques). *L'élaboration de ce pédiment se situe donc pendant ou peu avant la construction de cette terrasse, dans une phase d'assèchement climatique.* L'accentuation de l'aridité a progressivement diminué la capacité de transport sur les pédiments qui se sont couverts de cette accumulation graveleuse. Cette phase climatique marque donc le dernier épisode de développement des pédiments, mais un épisode mineur par rapport aux grands pédiments tertiaires. Ces pédiments récents paraissent même être des « formes de substitution » par rapport au cône rocheux dans lequel ils s'emboîtent à l'amont de l'oued N-NE. Cette forme emboîtée plus restreinte semble mieux adaptée aux écoulements indigents du Quaternaire moyen et supérieur.

Cette analyse montre bien la complexité des phases du dégagement d'un inselberg saharien ! Or, la netteté de la bordure s'estompe rapidement vers le SE. Le replat d'érosion disparaît dans une zone où les filons, plus nombreux, prennent des orientations variables. Au-delà, la bordure du batholite change nettement de direction et désormais sur près de 10 km, un bourrelet de granite fin limite le massif, comme au SO [1]. Or, paradoxalement, malgré l'accentuation du contraste de dureté entre l'Aheleheg et sa bordure, le contact est beaucoup moins bien dégagé qu'au NE.

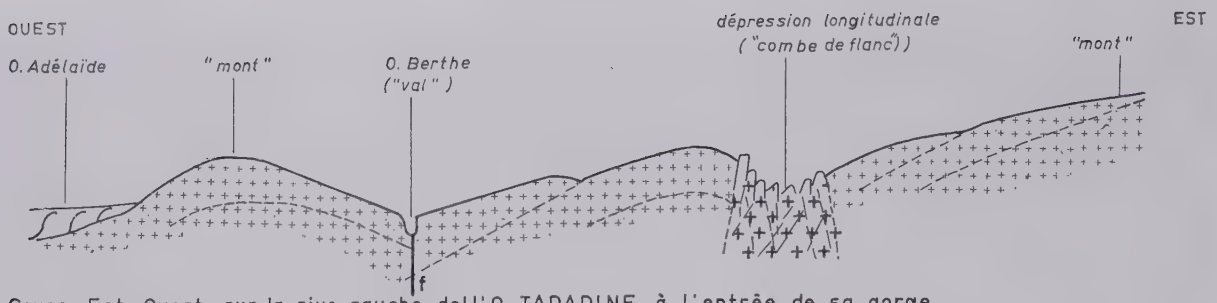
3) *LE DÉGAGEMENT TRÈS INÉGAL DE LA BORDURE SUD ET SUD-EST :*

a) Le bourrelet du Sud-Est :

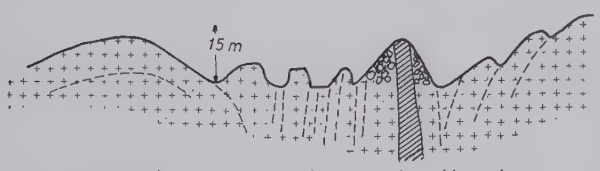
Excepté à son extrémité Nord où une haute « tour » domine de vastes étendues sableuses, le bourrelet n'est pas dégagé et tout le long de cette bordure, des petites crêtes gneissiques restent encore « collées » au massif granitique. L'absence de pédiments est frappante et souvent la bordure granitique n'est même pas à une altitude supérieure à celle des crêtes voisines (excepté le « pain de sucre » 1 544 et quelques belles coupoles). Même le contact qui est souvent une zone de faiblesse (O. Amezeguine au Nord) n'est pas exploité par l'érosion. M. Lelubre (1952, II p. 205) avait remarqué cette absence de dégagement des bordures méridionales de l'Aheleheg et l'expliquait par la présence de *gneiss migmatisés* sur le pourtour, alors qu'au Nord, la roche encaissante est plus gneissique. Mais, par rapport aux bordures Nord, la résistance du granite aussi s'est, parallèlement, renforcée. En effet, ce granite fin ne forme qu'une simple frange (300 à 400 mètres), mais sa résistance est extraordinaire. Il est rebelle à toute désagrégation granulaire et à l'altération chimique ; tout au plus, sous climat sec, une très lente desquamation enlève de fines pellicules de roche sur les magnifiques dalles lisses des dômes et des pitons. Contrairement à la plupart des granites fins, il est extrêmement peu diaclasé et presqu'essentiellement sous forme de grandes diaclases courbes qui divisent le granite en gros bancs, ondulés en dômes et cuvettes. La convergence avec des formes de relief plissé est telle qu'on est parfois tenté de parler de « crêt », « mont », « vallée synclinale » ou de « combe de flanc » (fig. 93). On peut parler d'un véritable relief structural, directement calqué sur le réseau des diaclases.

Par suite de cette extrême résistance, ce bourrelet a opposé un obstacle à tout enfoncement du drainage. La gorge de l'O. Tadadine est la seule exception parce que l'oued s'est logé dans un couloir extrêmement étroit, quasi impraticable, par l'évidement de lamprophyre remplissant un joint transverse Est-Ouest. Par cette gorge, calquée sur le filon, débouche un oued de près de 15 km de long qui draine les 2/3 de l'Aheleheg ! *Cette concentration du drainage a permis à l'O. Tadadine de suivre l'enfoncement du niveau de base extérieur* de sorte que le débouché de sa gorge se situe vers 1 310 mètres, à près de 100 mètres plus bas que la sortie de l'O. Ouazène et la plupart des autres bordures. Or, cet enfoncement rapide d'un oued à gros débit n'est pas favorable à l'existence de pédiments qui nécessitent le lent développement de processus aréolaires. Dans le NE par exemple, les pédiments sont liés à une série

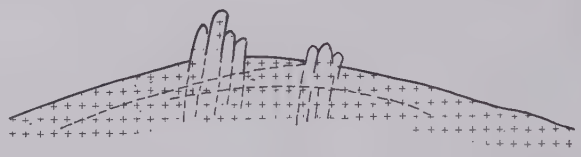
1. Cette bordure de granité fin correspond sans doute à des conditions de refroidissement plus rapide, mais elle n'est pas forcément continue autour du batholite. En fait, il faut tenir compte de la complexité des phases de la formation du granite. On a l'impression en effet que des phases de granitisations plus tardives ont pu déborder des limites de l'ovale primitif vers le NE et surtout le NO, créant des « boursouflures » de granite grossier. Il est intéressant de remarquer que ce sont ces bordures là qui ont été entamées par l'érosion et jusqu'à un talus qui restitue presque l'ovale théorique.



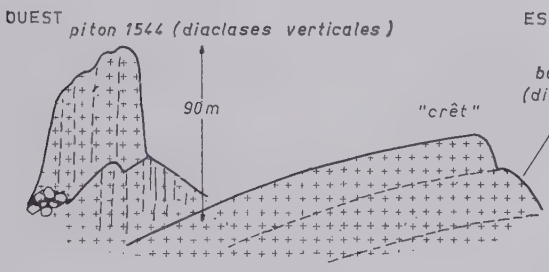
Coupe Est-Ouest sur la rive gauche dell'O. TADADINE à l'entrée de sa gorge



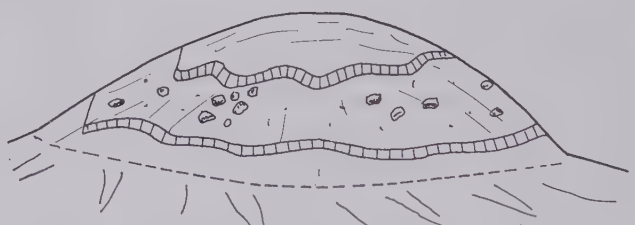
Relief de crêtes et coupoles en fonction des diaclases au sud du piton 1544



Castel Kopje et coupoles au Nord de l'Oued IN TINESSI



Pain de sucre structural et crêtes dissymètriques.
(rive droite de l' O. TADADINE)



Coupole exhumée des schistes cristallins du "roof pendant" au Nord de l' O. TADADINE

Fig. 93. — Le rôle prépondérant des diaclases dans le modelé du granite fin de la bordure Sud-Est de l'Aheleheg : 1 - granite fin ; 2 - granite grossier ; 3 - schistes cristallins (roof pendant) ; 4 - diaclases ; 5 - filon.

de très petits cours d'eau parallèles et courts ; or, de tels petits oueds devaient exister ici aussi, mais ont disparu lorsque leur thalweg a atteint le granite fin. L'O. In Tinessi en offre un très bon exemple :

Sa vallée, à l'aval du massif, est encore magnifiquement tracée avec des terrasses de 3 à 6 mètres de haut et 20 à 50 mètres de large. Il s'agit de la terrasse « moyenne » graveleuse surmontée de 2 à 3 mètres de limons gris et d'argile (illite) très finement lités puis 20 à 30 cm de sol noir. Il n'y a guère de doute sur l'existence de cet oued encore au Pluvial récent, mais avec des apports extrêmement réduits. En effet cet oued se termine en amont par une ancienne cascade sur les dalles du bourrelet (avec de belles traces d'usure par les eaux) de plus de 50 mètres de dénivellation, mais la plaine sableuse à laquelle on accède plus en amont, longue de 2 km, est aujourd'hui détournée vers le Sud par l'O. Berthe qui rejoint l'O. Tadadine à la faveur d'une grande diaclase.

En effet, au lieu de rassembler une série de petits oueds à la sortie du massif, comme l'O. Tineftaouine, l'O. Tadadine a opéré la concentration à l'intérieur du batholite à cause de l'existence de ce bourrelet d'une part, mais aussi à cause de l'érosion facile d'un roof pendant en arrière de ce bourrelet.

b) L'EXISTENCE D'UN TRÈS VASTE « ROOF PENDANT » conservé dans une ondulation « synclinale » du toit d'axe Nord-Sud vient apporter encore une nouvelle explication au problème de la bordure (fig. 94) :

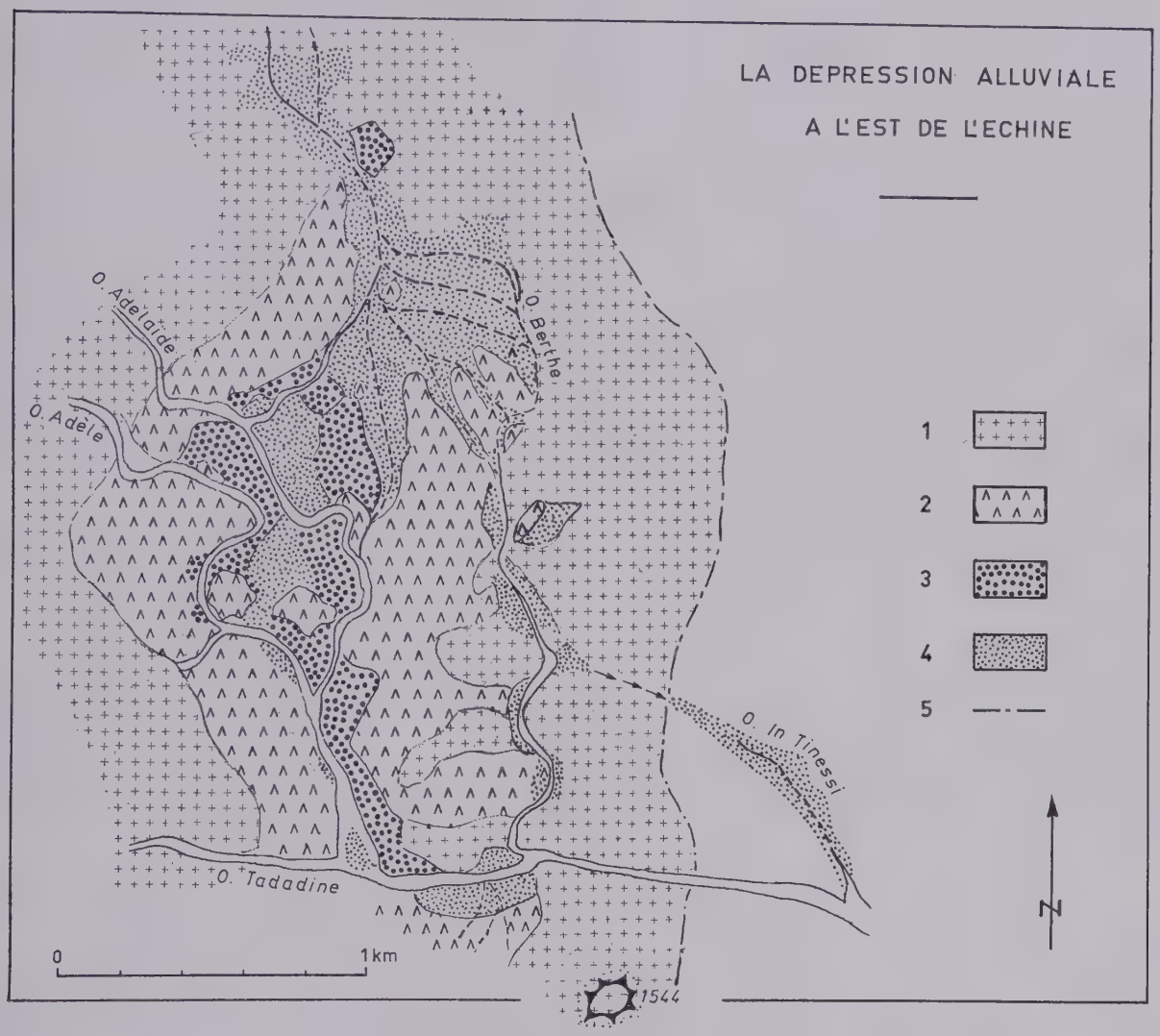


Fig. 94 . — La petite plaine intérieure à l'Est de l'Echine : 1 - granite fin ; 2 - schistes cristallins altérés (roof pendant) ; 3 - alluvions graveleuses en terrasses ; 4 - alluvions subactuelles ; 5 - bordure du massif granitique.

Il apporte la preuve (qui manquait au SO de façon aussi évidente) que le bourrelet de granite fin est une forme en cours d'exhumation, sorte d'énorme ride encore toute entourée de terrains encaissants. Ce bourrelet de roche dure a commencé à jouer un rôle morphologique en s'opposant à l'enfoncement des petits oueds (seuil structural) et en favorisant la concentration hydrographique mais son exhumation est trop récente et trop imparfaite pour donner naissance à un talus bordier.

Avant l'apparition du bourrelet de granite fin, la bordure de l'Aheleheg devait se situer sur le flanc Est de l'Echine, bordée par un vaste pédiment qui nivelait le roof pendant et les gneiss migmatisés encaissants vers l'altitude de 1 450-1 500 mètres que conservent encore quelques crêtes. Ce pédiment était sans doute la continuation de celui du NE, en fonction du niveau de base oriental plus déprimé

et dépourvu de couverture volcanique. La dégradation de cette forme ancienne a entraîné la création d'une gouttière longitudinale, comme au NE, mais les oueds Adelaïde et Berthe en s'enfonçant à la partie amont de cet ancien pédiment, ont contribué à l'exhumation du bourrelet de granite fin. La bordure du massif s'est donc trouvée reportée de 2-2,5 km plus à l'Est et à une époque suffisamment récente pour que le modelé n'ait pas eu le temps de s'adapter à ces conditions nouvelles.

La région de ce vaste « roof pendant » présente un modelé d'érosion différentielle d'une rare perfection. On assiste au dégagement progressif des moutonnements du « toit » sous la forme de petites coupoles lisses de 30 à 50 mètres d'altitude qui s'« écorcent » progressivement à partir de la périphérie (fig. 93) [1]. Ces dômes de granite fin, « structuraux », sont entourés de petits glacis d'érosion en roche tendre taillés dans les schistes cristallins. En effet, ces migmatites [2] jouent le rôle d'une roche tendre car elles sont altérées sur plusieurs mètres d'épaisseur (feldspaths réduits en poussière, biotites décolorées), hachées de diaclases (surtout EO) et parcourues de filonnets de quartz et microdiorite. Le ruissellement a évidé de petites cuvettes partout où ces schistes cristallins subsistent dans les « creux » du toit.

Ces petites cuvettes sont reliées par deux petits oueds N-S (Adelaïde et Berthe), « subséquents » qui ont collecté tout l'écoulement venant de l'Échine, aux dépens de la bordure Est. La forme de ces petites vallées est à ce point calquée sur les affleurements schisteux qu'elle s'élargit beaucoup vers l'amont tandis qu'en aval, où pointent les dômes de granite fin, elle se resserre en gorge parce que ces dômes ont empêché l'extension des glacis. D'autre part, le ruissellement a dégagé des couloirs entre les vallées et l'on assiste progressivement à la capture, par divagation de l'O. Berthe par l'O. Adelaïde, et de ce dernier par l'O. Adèle (fig. 94) en fonction de l'importance respective des seuils structuraux dans le granite fin d'aval. La concentration du drainage dans cette dépression se poursuit donc à l'heure actuelle. Elle semble d'ailleurs retrouver ainsi une adaptation plus ancienne qui avait été complètement effacée par la phase de comblement de la terrasse « moyenne ». En effet, ces petite cuvettes ont été entièrement comblées par les graviers et sables rougeâtres de cette époque qui forment encore un « flat » de plus de 500 000 m² qui a été prospecté pour la recherche minière (14 puits du B.R.M.A.). L'épaisseur de ces alluvions graveleuses atteint parfois 10 mètres ; leur granulométrie très grossière (entre 0,3 et 3 mm avec 50 % de sables de plus de 0,5 mm) et leur très mauvais classement confirment ici aussi que ces dépôts sont le résultat d'une concentration très locale de revêtements de pente arrachés par le ruissellement en climat sec. Vers le haut, comme sur l'O. In Tinessi, les alluvions deviennent limoneuses et grises et se raccordent à des lambeaux de sol noirâtre ou gris du dernier Pluvial.

La comparaison avec la bordure NE est instructive : au SE l'installation de l'oued « subséquent » s'est trouvée localisée à l'intérieur du batholite par l'exhumation du bourrelet. En concentrant le ruissellement, elle a privé la nouvelle bordure de ces petits torrents parallèles, si nombreux à la bordure NE ; même ceux qui avaient pu s'établir (O. In Tinessi) ont été capturés à cause du seuil structural dans les granites fins. D'autre part, la masse d'alluvions retenue dans ces dépressions a diminué d'autant la charge des oueds, élément déterminant des divagations des cours d'eau sur leur cône ; la puissance acquise par l'O. Tadadine dans le resserrement de sa gorge lui permet de transporter très loin une charge assez faible. Toutes ces raisons expliquent l'absence de pédiments et de cônes rocheux récents. A partir de conditions apparemment identiques (vieux pédiments tertiaires), les bordures NE et SE ont abouti à la période de la terrasse moyenne (présente à l'aval des pédiments au NE et dans les dépressions au SE) à une morphologie totalement différente.

c) A L'EXTRÊME SUD, DE TRÈS VIEUX PÉDIMENTS N'ONT PAS ÉTÉ DÉTRUITS PAR LA REPRISE D'ÉROSION QUATERNAIRE. C'est paradoxalement dans cette pointe Sud où l'érosion est peu active entre les niveaux de base déprimés de l'O. Tadadine à l'Est (1 310 m) ou secondairement Ouazène à l'Est (1 410 m) que l'on trouve la bordure la mieux dégagée. Aucun oued important ne débouche du massif vers le Sud car le drainage a été entièrement détourné vers l'Est ou vers l'Ouest à l'intérieur de l'Aheleheg, mais par contre les cinq vallées qui forment l'O. Ouazefène commencent au pied même du talus par des plaines rocheuses ou sableuses qui sont de très beaux pédiments vers 1 420 à 1 440 mètres. Cependant, le talus qui se dresse brutalement à l'amont de ces pédiments prend deux aspects bien différents à l'Est et à l'Ouest par suite du comportement très différent de deux granites :

1) **A l'Est, la bordure décrit une convexité parfaitement conservée** (XVII-XVIII 554) qui correspond à un bourrelet en relief de 60 à 100 mètres et accidenté de reliefs hardis comme le « pain de sucre » 1 544 (à son extrémité Est), la « tour » 1 620 (à son extrémité NO), de hautes coupoles ou des pyramides (SO), qui s'élèvent à 100-150 mètres d'altitude relative. Ces reliefs à flancs de dalles

1. Cette attaque des diaclases courbes à partir de la base de la coupole s'explique facilement, en climat sec, par la stagnation plus longue de l'humidité au contact de l'arène.

2. L'échantillon 291 du B.R.M.A. prélevé au SO est un orthogneiss à amphibole (hornblende verte). Sa structure est presque grenue, mais la texture reste nettement gneissique.

lisses, sous la dépendance de grandes diaclases espacées et généralement courbes, s'étendent vers l'intérieur sur une profondeur de plus d'un kilomètre, avec un réseau net de fractures OSO-ENE exactement comme sur le bourrelet du SE. L'esquisse géologique du B.R.M.A. indiquait ici uniformément du granite grossier qui paraissait peu en accord avec cette morphologie. Plus récemment, J. Boissonnas et moi-même, avons pu constater par deux coupes transversales, que cette bordure était en fait la continuation et l'accentuation du bourrelet de granite fin du SE :

— *En remontant la plus orientale des branches de l'O. Ouazefène,* la vallée, démesurément élargie par des pédiments dans les gneiss migmatisés, se rétrécit en gorge large de 15 mètres seulement dans le granite et encombrée de blocs cubiques. Ce granite a une structure assez fine où les cristaux ne dépassent pas 1 à 2 mm, sans phénocristaux, comme au SE. Dans l'intérieur, les coupoles lisses s'allongent en bandes OSO-ENE sous l'influence des fractures, mais une zone densement diaclasée NNO-SSE a permis au ruissellement de dégager un large couloir, seul élément d'aération dans ce relief compact. C'est dans ce couloir que se trouve l'origine de l'O. Ouazefène à moins de 500 mètres de la bordure. Au-delà et malgré l'obstacle de plusieurs filons (dont une crête de quartz) l'écoulement se dirige vers le niveau de base très déprimé (1 410 m) de l'O. Tadadine à l'intérieur de l'Aheleheg. Ce changement de pente hydrographique correspond au passage du granite fin du bourrelet au granite grossier et très diaclasé de l'intérieur (*cf.* carte en couleurs n° 8) et la zone de passage indécise correspond à une surface de reg assez évoluée. Les affluents de l'O. Tadadine, travaillant plus vite dans un granite sensible à la désagrégation granulaire, et à partir d'un niveau de base déprimé drainent donc tout l'intérieur du croissant décrit par le bourrelet et contribuent à sa mise en relief vers le Nord.

— *Ce bourrelet vers l'Ouest se recourbe à l'intérieur de l'Aheleheg* [1] et prend ici l'allure de gros pitons en chaîne, dégagée aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest. En effet, le bourrelet se situe ici entre deux affleurements de granite grossier. Au SO de la tour 1 620 par exemple, on accède au bourrelet à partir de la plaine sableuse par un talus à pente très forte (40 à 45°) taillé dans un granite à grain encore plus gros que le granite commun. La roche est tellement désagrégée que les boules s'effritent à peine dégagées, couvrant le versant de débris ruiniformes. Or au sommet du versant apparaît un granite différent, porphyroïde (et non plus franchement fin) [2] qui affleure ensuite sur toute la bordure Ouest de l'Échine. Le passage à ce granite se traduit par des éboulis beaucoup plus résistants (qui descendent en chaos sur la pente) et en haut du versant par des collines de boules et des petites dépressions remplies de limon beige clair et entourées de regs de quartz patinés. Ce très petit lambeau se situe vers 1 580 mètres, à la même altitude et avec le même aspect que la surface de dégradation lente qui entoure les mesas vers le NO et à plus de 100 mètres au-dessus des pédiments de la base du versant. Cette coupe se situe juste à l'endroit où le versant jusque là formé de granite fin à porphyroïde (donc structural, avec de belles diaclases courbes) n'est plus complètement dégagé du granite grossier et devient vers le NNO, un versant d'érosion (*cf.* carte en couleurs n° 8). Cette coupe apporte bien la preuve que tout ce bourrelet est dû à l'érosion différentielle qui a abaissé le granite grossier de plus de 100 mètres vers l'Ouest (et une cinquantaine de mètres vers le NE).

2) **Cette coupe permet d'expliquer facilement l'évolution morphologique à l'Ouest**. En effet ici les hautes vallées de l'O. Ouazefène pénètrent de 1 à 2 km dans le batholite, bordées par de vastes pédiments légèrement couverts à l'aval. Ce large « golfe » (ou « embayement ») correspond à l'affleurement du granite grossier qui a été largement entamé. A l'amont, un amphithéâtre presque fermé par un filon de microdiorite [3] constitue la zone subactuelle de développement où le granite du versant se désagrège très vite et directement (sans l'intermédiaire des boules) en petits cristaux qu'emporte le ruissellement. La vitesse de désagrégation est même si rapide que le transport est mal assuré et les pédiments semblent se recouvrir d'une accumulation de graviers perméables dans laquelle le ruissellement se perd encore davantage. La vraie phase de développement n'est donc pas actuelle :

— *Cette érosion aréolaire a respecté sur la bordure de l'Aheleheg de tout petits inselbergs* et, vers l'Est un relief plus gros (au N de la cote 1 470) où de grandes diaclases courbes évidées transforment une coupole ancienne en chaos de cubes. Ces reliefs dessinent encore une ceinture discontinue (traversée de filons et de fractures) d'un granite porphyroïde à mésostase relativement abondante. Celle-ci a ralenti la désagrégation granulaire et permis la protection de ces reliefs isolés, dans le

1. Il entourait sans doute un premier batholite d'extension bien plus petite ou, au contraire, l'ébauche d'une granitisation tardive ? Il y a certainement une discontinuité structurale à ce niveau car tous les filons SO-NE à l'Ouest sont brutalement interrompus ou prennent une direction E-O (XVII, XVIII n° 554). Ici encore, il ne faut guère se représenter les massifs intrusifs comme des unités homogènes mises en place en une seule pulsation. J. Boissonnas l'a magnifiquement montré à une échelle plus vaste pour le massif du Tesnou.

2. Excepté, semble-t-il, pour la « tour » 1620 qui paraît liée à un faciès microgrenu (accompagné de nombreux filons d'aplite) auquel le granite porphyroïde passe vers le haut (proximité du toit ?). Le granite porphyroïde présente une structure assez engrenée (grands quartz automorphes à pseudopodes et contours complexes) qui le rend plus résistant à la désagrégation granulaire que le granite grossier. Il renferme de grandes orthoses automorphes assez fraîches et des plagioclases moyennement altérés en séricite. D'après C. Guez, 30 à 35 % des quartz ne sont pas fissurés et 65 à 70 % ont quelques fissures mais avec un indice faible à moyen (2,5).

3. Remarquer que cette roche est résistante à l'érosion aréolaire sur les pédiments, mais qu'elle est en creux quand elle est attaquée par l'érosion linéaire (gorges des O. Tadadine ou Ouazène).

domaine de l'érosion aréolaire. Ce bourrelet était cependant ici à la fois discontinu et moins résistant (pas de granite fin) qu'au SE ou au SO [1] ;

— *Tout à l'Ouest de cette zone de pédiments, on peut remarquer que l'érosion aréolaire progresse le long du contact aux dépens du granite grossier seul.* Dans ce granite se développent des « pédiments de versant », rocheux, larges de 200 à 400 mètres, tandis que les migmatites (embréchites finement litées présentant un aspect « feuilleté ») gardent la trace du contact et un modelé de collines compactes de 10 à 15 mètres de haut.

3) **Tous ces pédiments dont l'évolution s'est poursuivie jusqu'à l'heure actuelle ou presque se rejoignent latéralement** en faisant disparaître les interfluves filoniennes ou schisteuses et l'on voit très bien ici comment peut s'établir ainsi, un pédiment beaucoup plus vaste à partir de têtes de vallées qui ne pénétraient pratiquement pas dans le massif. Ces observations suggèrent quelques conclusions :

— *Ces pédiments récents sont essentiellement des formes de versants* qui se développent soit dans l'encaissant (à l'Est) soit dans l'encaissant et le granite quand celui-ci s'y prête. C'est de cette façon qu'à dû se développer le vaste pédiment du NO à une époque plus ancienne, antérieure au volcanisme.

— *Ils se développent en dehors de toute influence d'une gorge importante* [2] ou d'un oued « subséquent » (qui n'est, en définitive, qu'une forme de remaniement). Le vrai pédiment de versant est en effet lié essentiellement au ruissellement et toute intervention de l'érosion linéaire trop rapprochée perturbe l'évolution de cette forme beaucoup moins « souple » qu'un glacis en roche tendre.

— *En règle quasi générale les pédiments ne sont jamais emboîtés,* mais s'adaptent en se regradant lentement à partir de l'amont. C'est le cas ici : en effet, quand on regarde vers le Sud, on observe entre les pédiments, une topographie très atténuée (reliefs de 10 à 15 mètres) en pente douce vers le Sud qui suggère une lente dégradation d'un vieux pédiment tertiaire comme à l'Est. Au pied de la crête qui se trouve à la pointe Sud du massif on trouve, sous un reg très dense, une altération des migmatites en argile sableuse rouge avec des niveaux ferrugineux, comme sur les anciens piedmonts au N-NE et au NE [3]. A la suite de l'enfoncement très modéré du réseau hydrographique, c'est l'ensemble de l'ancien pédiment qui, faute de couverture protectrice, s'est dégradé avec plus ou moins de rapidité dans ces migmatites hétérogènes. La « vague » de nouveaux pédiments n'apparaît pas à partir de l'aval comme pour les glacis d'érosion, mais progresse de l'amont, à partir du talus qui est l'origine du ruissellement.

Comme au NE, ce piedmont d'âge tertiaire (?) se situe très en contrebas de la « surface des mesas » et la dénivellation (100 à 120 mètres) indique l'ampleur du dégagement de l'Inselgebirge. Or au-dessus de la surface des mesas, l'Échine constitue le seul relief antérieur, un inselberg plus petit, mais de la même « phase » d'érosion que le Taourirt.

4) *L'ÉCHINE, SEUL RELIEF ANTÉRIEUR A LA SURFACE PRÉ-VOLCANIQUE.*

L'Échine n'a pas l'ampleur du Taourirt. Elle a la forme d'une amande (XVII-XVIII, 555) de 5 km seulement de plus grand axe et ses sommets ne dépassent pas 1 700 à 1 750 mètres. Elle domine cependant toute la moitié Sud de l'Aheleheg : la surface des mesas à l'Ouest (1550 à 1 580 mètres) ou le chapelet de dépressions à l'Est (1 450 à 1 500 mètres) qui ont dû constituer ses anciens pédiments. Or elle est séparée par les oueds Tadadine et Adélaïde qui sont directement enfoncés au pied des versants, à la manière de tracés « subséquents ». Au-dessus de ces vallées et de ces zones anciennement aplanies, l'Échine se dresse brutalement :

— *C'est un relief extrêmement compact, et dépourvu de toute hydrographie,* excepté des couloirs étroits dus à l'évidement d'une zone fracturée ou de filons longitudinaux (SSE-NNO) ou obliques (SO-NE, ONO-ESE). Ces tronçons mis bout à bout ne constituent pas un réseau et leur influence est trop dérisoire pour modifier l'extrême raideur des pentes, calquée sur les réseaux de diaclases.

1. La proximité du contact se traduit tout de même par toute une série de modifications du granite : petites zones de granite plus fin, nombreuses poches de pegmatites qui truffent littéralement la roche par endroits, inclusions à grain fin anormalement riche en ferromagnésiens (?), fentes très sinueuses (correspondant à des craquelures du granite près du contact) remplies de lamprophyres. Or ces modifications rendent le granite très hétérogène et lui confèrent une résistance bien moindre que dans les faciès fins.

2. Les divagations à la sortie d'une gorge devraient, selon l'hypothèse de D.W. Johnson, aboutir à la formation de cônes rocheux. Or il n'en existe ni au débouché de l'O. Tadadine, ni à celui de l'O. Ouazène.

3. Les analyses de cette argile à l'A.T.D. (Inst. Cathol. Paris) et aux rayons X (I.G., Paris) ont donné une illite très nettement prédominante avec un peu de kaolinite et de vermiculite et l'étude au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) indique 60 % d'illite, 20 % de kaolinite et 20 % de montmorillonite, avec une courbe qui coïncide presque exactement avec celles des analyses vues ci-dessus pour les piedmonts NNE et NE (*Cf.* p. 295).

— *C'est un relief dissymétrique* (fig. 95). En effet, plus escarpée vers l'Ouest, l'Échine prend, vue des mesas, l'allure d'une petite « sierra » à pentes très fortes (60 à 65°), découpées en pitons et clochetons isolés par les plus grandes fractures. Le modelé de détail dépend d'une trame très fine de diaclases NNO-SSE, parallèles à l'axe de l'Échine et qui strient les versants d'une fine dentelure (visible sur photo aérienne). C'est pourtant cette partie Ouest de l'Échine qui porte les principaux sommets. Au contraire, vers l'Est, la pente est un peu moins forte et se décompose en ressauts ou croupes arrondies, liées de toute évidence à la présence de grandes diaclases courbes. Or la base de ce versant Est présente un contact d'une telle netteté sur le terrain, mais aussi sur photo aérienne (tracé presque parfait et régulier d'une demi-ellipse) qu'il est impossible d'y voir un simple talus d'érosion.

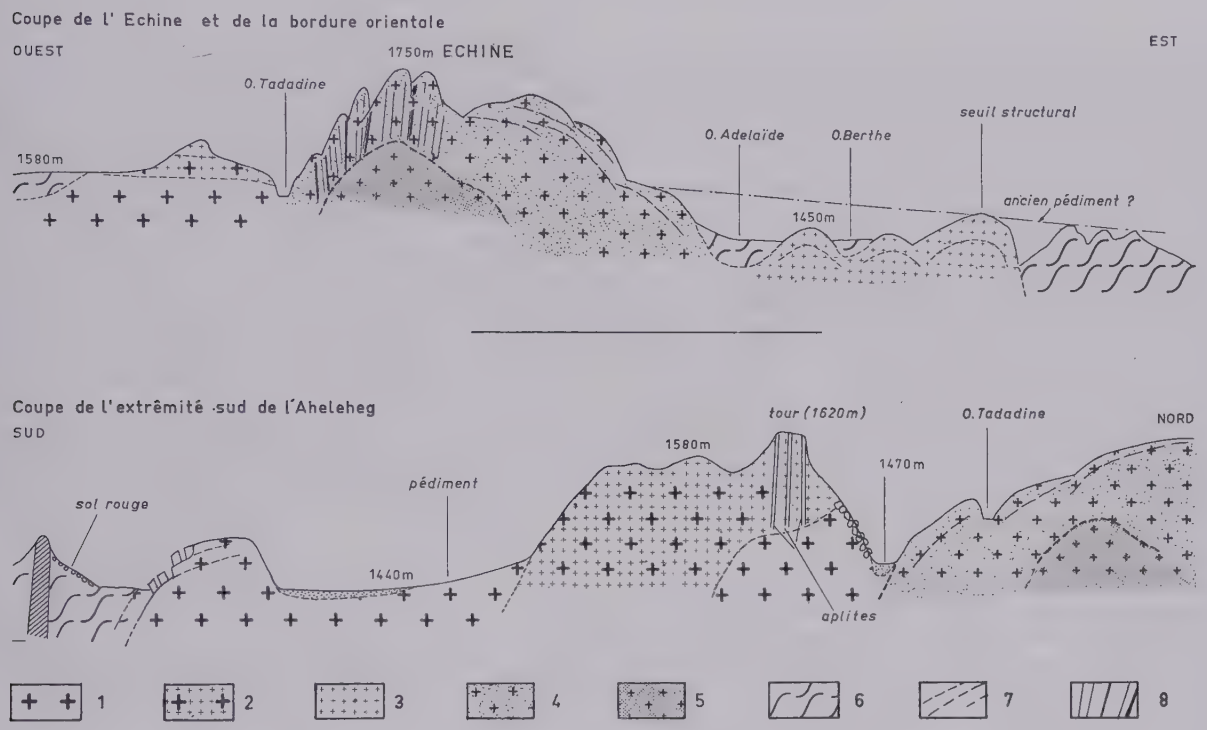


Fig. 95. — Deux coupes à travers l'Echine et les bordures Sud et Est de l'Aheleheg : 1 - granite grossier ; 2 - granite porphyroïde ; 3 - micro-granite de la bordure ou du « toit » ; 4 - granite moyennement fin de l'Echine ; 5 - granite albitique ; 6 - schistes cristallins ; 7 - diaclases ; 6 - silicifications.

Le contact oriental prouve que l'Échine appartient a une granitisation particulière. J. Boissonnas et moi avons pu constater au SE que ce contact était du type intrusif avec des nids de pegmatites. Ce granite de l'Échine a une structure plus finement grenue que le granite normal [1]. On pourrait l'appeler « granite fin moyen » pour le distinguer de celui des bourrelets de bordure. Le contact géologique se marque par le passage de pédiments ravinés dans le granite grossier à un versant raide de grandes dalles lisses, qui explique la netteté de ce contact sur photo aérienne :

— *Son caractère intrusif se marque aussi par l'existence d'un réseau E-O de filons d'aplite* envoyés par le granite fin dans le granite grossier ; ils se traduisent alors par de petites crêtes E-O, dont l'une plus importante (40 mètres de haut) résulte du rapprochement de deux filons d'aplite et d'un filon de quartz (juste au Nord de l'O. Tadadine). On retrouve aussi des filons d'aplite au contact NNO de l'Échine [2].

1. En lame mince, ce granite présente une structure très engrenée qui s'oppose sans doute aussi à la désagrégation granulaire. Seuls les cristaux de plagioclases sont nettement idiomorphes : le quartz est fréquent mais en plages xénomorphes à extinction roulante ; les microclines forment aussi de grandes plages xénomorphes, souvent altérées et chargées de produits ferrugineux. Enfin, autre facteur favorable, la biotite est peu abondante.

2. M. Bourgeois signale aussi des filons E-O de greisen, qu'on ne rencontre qu'ici et autour de l'ellipse claire. Or ces filons sont liés à un front pneumatolytique « tardif » qui « se superpose au métamorphisme de contact, surtout dans les parties apicales des massifs ou des petites apophyses » (E. Raguin, 1957, p. 88).

— *Là où il n'y a pas de filons d'aplite, ce contact est une ligne de discontinuité* et une zone de faiblesse que l'O. Adelaïde suit fidèlement sur près de 3 km, tout comme l'O. Amezeguine à la bordure Nord du Taourirt. On retrouve presque la même fidélité du tracé de l'O. Tadadine le long du contact Ouest.

— *Enfin* J. Boissonnas (1964) *a remarqué que les contacts étaient jalonnés de filons d'aplites enracinés et parallèles à la bordure*. Il émet l'hypothèse d'une granitisation tardive ayant « percé le toit » du batholite. De tous les côtés d'ailleurs, l'Échine est bordée par du granite porphyroïde (NO, SO, S, NE, et N) passant même localement à un faciès fin de coupole : le « toit » ne devait pas être très au-dessus de la surface des mesas et les roof pendants affleurent tout autour de l'Échine : au NO (vers 1 640 m), à moins de 1,5 km à l'Ouest (1 550 m), à l'Est (où les schistes descendent à moins de 1 450 m) et même au SE où J. Boissonnas et moi-même, avons découvert un affleurement supplémentaire à 1 410 mètres seulement (d'après mon altimètre) et à 500 mètres du pied de l'Échine.

D'une façon plus nette encore que pour le Taourirt, on peut affirmer que l'Échine est un relief structural, l'érosion ayant respecté une protubérance de granite tardif, au-dessus du « toit » du batholite.

La partie occidentale de l'Échine est la plus élevée et pourtant la plus diaclasée. On peut trouver l'explication de cette énigme en observant cette partie de l'Échine « par la tranche » au Sud où elle disparaît brutalement par un escarpement de 80 à 90 mètres. Nous y avons remarqué, J. Boissonnas et moi, que le granite présente ici un aspect « feuilleté » extrêmement curieux, dû à la présence de petits filonnets noirs très rapprochés (quelques décimètres), orientés selon l'axe de l'Échine et se poursuivant sur des centaines de mètres de largeur. Ces filonnets, épais de 1 à 2 cm, de couleur grise à noire résultent du remplissage de fines fractures par de la silice qui arme littéralement la roche et lui donne cet aspect stratifié visible jusque sur les photos aériennes. Ces filonnets disparaissent rapidement vers le Sud, mais on peut en voir, sur les dalles polies de l'O. Tadadine, qui recoupent tous les autres filons, aplitiques ou pegmatitiques et toutes les autres directions (NNO-SSE, E-O ou SO-NE). Il s'agit donc d'un phénomène extrêmement tardif ayant colmaté un réseau de diaclases très denses parallèles à l'axe de l'Échine. Or dans l'Atakor, on connaît une phase de silicification postérieure aux réseaux filoniens : dans l'In Tounine, elle s'est traduite par la formation de gros filons de quartz dans quelques grandes fractures ; au contraire dans l'Aheleheg, ce quartz aurait pénétré dans une multitude de petites diaclases parallèles un peu comme dans les resilicifications dans les zones de mylonites. Un tel phénomène devient le facteur prépondérant du modelé, responsable de cette forme de sierra en dents de scie ; « il détermine une induration globale de la roche, sans créer pourtant des formes de reliefs propres au quartz » (A. Rondeau, 1961, p. 74).

Les basses coupoles du SO de l'Échine correspondent a un granite très résistant. En effet au Sud de l'escarpement brutal qui termine au Sud la partie Ouest de l'Échine, des coupoles lisses ou des dalles rocheuses en touches de piano donnent une topographie assez douce où l'O. Tadadine serpente et se resserre. Or ce modelé est trompeur car cette roche joue en fait le rôle d'un seuil structural extrêmement important : l'O. Tadadine qui n'a pu s'enfoncer entre ces coupoles rachète d'un seul coup, par une « chute » verticale de plus de 30 mètres, la dénivellation qui lui permet de rejoindre sa basse vallée enfoncée dans ce granite grossier très désagrégé.

L'O. Tadadine semble glisser sur ce granite sans pouvoir s'y enfoncer. En effet ce granite est plus fin que celui de l'Échine (ses quartz, mesurés au microscope, ont 0,5 mm en moyenne et exceptionnellement 0,7 à 1 mm ; les feldspaths 0,4 mm) mais on est étonné d'y rencontrer comme feldspath prédominant, de l'albite qui le différencie totalement du granite de l'Échine.

En fait, il s'agit d'un granite albitique qui se rapproche de celui de l'ellipse claire par sa composition minéralogique, mais avec :

— *un grain beaucoup plus fin.*

— *des quartz beaucoup mieux répartis* (en chapelets à l'ellipse).

— *une structure nettement plus engrenée*, par suite d'un mode de cristallisation sans doute plus désordonné et plus rapide (J. Boissonnas).

L'étude sur lame mince (M. Ters) montre l'originalité de ce granite :

— *Les albites* sont de grands cristaux très frais qui s'avancent en coin à l'intérieur des feldspaths potassiques et englobent parfois des vestiges très altérés de feldspaths potassiques (il y a eu albitisation d'anciennes orthoses).

— *Les orthoses* sont plus altérées que les albites, avec des clivages tout décollés. Ces orthoses ont toutes les apparences de « vieux cristaux » albitisés.

— *La biotite* est fraîche, en grandes lamelles, mais toute décolorée quand elle est contenue à l'intérieur des feldspaths potassiques. On trouve enfin de la muscovite, de gros grenats et de l'apatite.

Ce granite, malgré la présence d'orthoses et de quelques biotites altérées en profondeur, est une roche très résistante car très peu perméable. En effet, après l'albitisation, on constate encore de grandes fissures, nombreuses et parallèles, mais entièrement remplies d'oxydes de fer.

Ce granite renferme aussi de la topaze, authentifiée par J. Boissonnas, ce qui renforce l'hypothèse d'une granitisation différente, tardive et pneumatolytique. Il présente un système de diaclases particulier (OSO-ENE à E-O, secondairement N-S) et des contacts francs [1]. Bien qu'il soit dominé au Nord de près de 100 mètres par le granite de l'Échine et au Sud de 15 à 20 mètres par le granite porphyroïde, il n'a pas été érodé, mais simplement dégagé en boutonnière par le creusement de l'O. Tadadine. Il joue cependant un grand rôle topographique en empêchant tout enfoncement de l'O. Tadadine vers l'amont et permettant ainsi la conservation des vieilles topographies dans le centre de l'Aheleheg.

C. — CONCLUSION SUR L'AHELEHEG :

L'Aheleheg pourrait être choisi comme le type même d'un inselberg « structural » où la forme quasi originelle du batholite a été dégagée de roches encaissantes pourtant assez variées (migmatites, gneiss, leptynites) en subissant le minimum de retouches. Ceci tient à des conditions extrêmement favorables :

a) **En effet les granites les plus résistants occupent les parties hautes du batholite,** recouvrant les granites plus fragiles ;

1) *Cela tient à l'existence exceptionnellement répandue de faciès de coupole,* le granite grossier passant progressivement à des variétés porphyroïdes puis microgrenues, insensibles à la désagrégation granulaire. Ces faciès affleurent largement sur le sommet et les flancs du Taourirt, autour de l'Échine et même localement autour des mesas, empêchant l'érosion différentielle de jouer un rôle important : la seule retouche à noter est l'évidement du granite grossier dans la haute vallée de l'O. Amezeguine.

2) *L'Échine correspond exactement à une grosse apophyse d'un granite légèrement postérieur et de même composition chimique.* Mais ici aussi un grain assez fin et une « armature » de fins filonnets de resilicification ont donné une très grande résistance à ce granite qui a été « exhumé » à partir des schistes cristallins encore présents tout autour à sa base (roof pendants) ; on a partout l'impression que l'érosion, relativement rapide dans les gneiss et les migmatites, s'est arrêtée en rencontrant le granite. C'est la définition même d'un relief structural.

3) *Deux granitisations différentes (albitiques) et probablement postérieures sont pratiquement arrivées jusqu'au « toit » du batholite.* L'une, l'ellipse claire, formée de granite à la fois grossier et densément diaclasé, se creuse par dégradation lente en alvéole en contrebas du sommet du Taourirt. L'autre, peu diaclasée et représentée par un granite à grain fin [2], affleure à peine et ne joue pas de véritable rôle, sinon comme seuil structural. Leur rôle est en définitive bien faible, à la mesure de leur dimension très petite.

Or, au voisinage du toit, où les tensions ont été très fortes, le système des diaclases prédominant est celui des diaclases courbes [3]. Presque partout la topographie se calque sur elles et la forme en coupole l'emporte, avec parfois un découpage du granite en bancs qui rappellent les reliefs plissés. Les deux exceptions notables sont liées à des diaclases verticales : relief en « lames » de l'ellipse claire, relief de « sierra » à l'Ouest de l'Echine.

b) **Le même genre de différenciation existe sur les bordures :** sur plus de la moitié de son pourtour, l'Aheleheg est protégé par un bourrelet de granite fin (faciès de bordure), rebelle aussi à la désagrégation granulaire. Mais la formation d'un batholite n'étant pas instantanée, nous trouvons ici aussi l'influence de plusieurs phases de granitisation :

— *Au NE et à l'O-NO,* le granite grossier semble avoir débordé légèrement à l'extérieur des contours de l'ellipsoïde et cela correspond à des bordures sans bourrelet de granite fin.

— *A la pointe Sud,* la bordure de granite fin se recourbe vers la Tour (1 620 m). La bordure de granite hétérogène et porphyroïde qui la relaie n'a pas pu s'opposer à la pénétration de l'érosion à l'intérieur du massif.

1. Il passe au Nord sous le granite porphyroïde à biotite ; à l'Est et au NE, son contact est net avec le granite de l'Échine (souligné par des nids de pegmatites). Enfin, au SO, il renferme des nids de pegmatites près du contact avec le granite porphyroïde, ce qui semble confirmer qu'il est bien postérieur (J. Boissonnas).

2. On peut penser que « l'ellipse claire » était surmontée aussi d'un faciès de coupole à grain fin analogue qui aurait progressivement disparu (il existe encore un faciès de bordure très continu). Ceci expliquerait l'inversion de relief constatée : tout le réseau hydrographique du Taourirt diverge à partir de l'ellipse claire alors qu'elle est aujourd'hui une dépression.

3. Particulièrement dans ce type de petit batholite, monté « en force », presque sous la forme d'un diapir (E. Wegman), avec des systèmes de diaclases répondant exactement au schéma classique de H. Cloos.

A ces trois bordures de granite grossier, correspondent les trois retouches principales : le grand pédiment anté-volcanique à l'O-NO, la « banquette » plus récente au NE et enfin les pédiments « récents » au Sud.

CETTE EXHUMATION S'EST FAITE EN PLUSIEURS ÉTAPES :

a) **Antérieurement au volcanisme existaient deux inselbergs d'orientation perpendiculaire :** le Taourirt et l'Échine entourés de vastes pédiments taillés dans les schistes. Seul le pédiment à l'Ouest du Taourirt avait fait reculer le granite de plus d'un kilomètre. Sa formation implique un climat à nuance assez sèche, dans un contexte tropical qu'attestent aussi les dépôts corrélatifs et un modelé de petits inselbergs de 50-80 mètres. Or, cette phase sèche semble avoir succédé à une période d'altération différentielle très importante ayant affecté essentiellement les migmatites et non les granites et dont le témoignage subsiste dans les plaines de l'époque, préservées à l'Ouest sous les basaltes. Cette succession vient renforcer l'assimilation de cette surface avec la grande surface prébasaltique définie dans l'Atakor oriental : grande phase d'altération respectant le granite, puis dégradation des sols, vastes surfaces horizontales, présence d'une multitude de dragées de quartz (plaine de l'O. Karaba à l'Ouest de l'Aheleheg), etc. Le Taourirt et l'Echine seraient des inselbergs prévolcaniques comme le Serkout.

b) **Tandis que l'Ouest et le Nord sont longtemps immunisés sous les vastes coulées volcaniques, de vastes pédiments continuent à évoluer à l'Est et au Sud,** avec l'amorce d'une « banquette » d'érosion dans le granite au NE et la pénétration de pédiments dans le batholite au Sud, respectivement à 200 et 100 mètres en contrebas de la surface prébasaltique. Cette période se caractérise par une altération très modérée dont le minéral caractéristique est l'illite (l'illite et la kaolinite sur la surface prébasaltique) ; la nuance tropicale paraît nette et se termine par un cuirassement protecteur sur les parois et les basses pentes.

c) **La troisième phase, qui paraît correspondre au Quaternaire** se caractérise par un enfoncement généralisé des vallées.

1) *Ce creusement linéaire n'épargne que le vieux pédiment de l'O-NO et celui de la pointe Sud.* Ces pédiments sont donc des formes d'âge différent, mais toutes les deux anciennes, tout au plus retouchées depuis. Elles se localisent là où l'incision linéaire est pratiquement absente sur des bordures où ne débouche aucun cours d'eau. Ce sont des « pédiments de versants » typiques, avec le meilleur dégagement de la bordure du massif, soulignée par un talus et un plan incliné.

2) *Au NE, l'incision d'un oued subséquent aboutit aussi à un beau dégagement du talus,* avec un « pédiment de substitution » en contrebas du pédiment ancien. Ce pédiment du NE est nettement « couvert » car de petits oueds y débouchent et ont connu la phase de remblaiement de la terrasse moyenne. Au NNE, l'évolution est moins poussée, mais on observe une phase antérieure à la terrasse moyenne : un cône rocheux à revêtement d'argile blanche et de blocs de quartz (que l'on retrouve aussi au Sud du Taourirt).

3) *Au SE et au SO, ce creusement a abouti à l'exhumation de bourrelets de granite fin* qui ont amené une concentration du drainage dans deux gorges étroites (O. Tadadine et O. Ouazène). Malgré la brutalité du contact de deux roches de dureté inégale, ces bordures sont paradoxalement les moins dégagées, sans aucun pédiment et souvent même sans talus. On peut invoquer la date très récente de cette « exhumation » du granite fin, mais il faut remarquer que l'incision brutale de grands oueds est défavorable à ce processus lent et essentiellement aréolaire. Le réseau subséquent est en fait plus favorable en permettant au ruissellement d'attaquer les roches encaissantes à partir d'un niveau de base proche et continu.

d) **Mais l'installation d'un réseau subséquent tient à des causes capricieuses** (fossilisation par des coulées basaltiques à l'O-NO ou par une hypothétique cuirasse au NE) et lorsqu'il s'installe juste sur le contact (O. Amezeguine), il dégage un magnifique talus, mais sans pédiment.

II. — L'IN TOUNINE, INSELGEBIRGE PLUS ENTAMÉ PAR L'ÉROSION.

L'étude détaillée de l'Aheleheg permet de comprendre plus facilement celle de ce massif plus vaste (ellipse de 20 × 12 km) et plus confus. En effet, dans l'In Tounine, les unités topographiques élémentaires (inselbergs proprement dit) sont moins nettes et le relief est plus compartimenté, à la fois par de grandes crêtes filoniennes et par des vallées profondes qui n'existent pas dans l'Aheleheg.

Pourtant, dans un contexte structural légèrement différent (*Cf.* p. 280), l'évolution morphologique reste la même :

A. — UN DÉVELOPPEMENT CONSIDÉRABLE DE LA SURFACE SOMMITALE

Dans l'Aheleheg, l'exiguïté du Taourirt et plus encore de l'Echine ne permettaient pas d'affirmer l'existence d'une surface sommitale sur les inselbergs prévolcaniques. Dans l'In Tounine au contraire, les hauts reliefs autour de 1 800-2 000 mètres, qui dominent les vastes plateaux basaltiques du Nord et du NE, constituent près de la moitié de la surface totale :

1) *LE PLATEAU D'IN TOUNINE EST UNE TRÈS BELLE SURFACE D'ÉROSION ENTOURÉE D'INSELBERGS.* En effet, un vaste triangle isocèle de 7 km de côté (Ad. Haggarène et vallées opposées des O. In Zouzame et In Tounine) et 6 km de base (de la source Chapuis à l'Essar) se situe entre 1 700 au Sud et plus de 1 900 mètres au Nord.

On peut parler d'un plateau car cette surface est entourée de talus très nets qui la délimitent au Nord et au Sud principalement, et son réseau hydrographique a creusé de profondes vallées. En fait, ce réseau se résume surtout au « canyon » de l'O. In Ezebine, si étroit et si profond que ses gueltas ne sont jamais ensoleillées. Ce canyon est une sorte de brèche quasi rectiligne et ne débouchant sur rien à l'amont, et qui sert de couloir d'écoulement pour toutes les eaux du plateau (carte en couleurs nº 9). Ce canyon correspond très exactement à un très gros filon diaclasé de microdiorite, évidé entre ses épontes (NF 31 XVII-XVIII 563). C'est exactement la même forme d'érosion que les gorges bordières des O. Tadadine et Ouazène dans les lamprophyres, mais sur une longueur démesurée car ce filon est logé, à l'In Tounine, dans une fracture « régionale ».

A partir de ce niveau de base très déprimé s'est organisé tout le drainage du Plateau, mais suivant un réseau très rudimentaire qui a utilisé les systèmes de diaclases. Or, ce réseau est d'une extrême complexité en comparaison de celui si simple de l'Aheleheg : les diaclases longitudinales, les plus fréquentes au Nord et au Sud, sont « relayées par d'autres de plus en plus infléchies vers l'Est » dans la partie Sud, tandis qu'au Nord une quantité inhabituelle de fissures s'entrecroisent en tous sens, sans cependant oblitérer le réseau primaire (J. Boissonnas, 1962, p. 50). Le ruissellement a dégagé fidèlement cette multitude de diaclases, respectant la hiérarchie entre grosses et petites diaclases. Il en résulte un relief d'une extrême confusion où l'orientation et l'intensité de la reprise d'érosion changent constamment.

On peut en effet parler de « reprise d'érosion » car une petite plaine sableuse d'1 km × 500 m (O. Tin Brouti) évoque certainement une topographie plus calme, antérieure au creusement du « canyon ». Au-dessus de cette topographie s'élève à la périphérie du plateau, toute une série de très beaux inselbergs qui dépassent le Plateau de 50 à 120 mètres. Six au moins sont remarquables, parmi lesquels la lourde coupole du 1 781, la sierra dentelée de l'Essar (1750) ou l'énorme château fort du Dendenal (ou Ahrare ouan In Tounine : 1 850 mètres). Ce dernier apparaît comme un cube, dominant encore de belles cuvettes sablonneuses auxquelles il se raccorde par de beaux pédiments.

Cette topographie différenciée, d'apparence très « classique » est très difficile a expliquer. Le granite qui affleure sur ce plateau est le granite grossier dont le grain peut atteindre 1 cm, avec des quartz de tailles inégales, des feldspaths potassiques prédominant sur les plagioclases et donnant la texture porphyroïde, souvent orientée, enfin la biotite qui se présente en fines mouchetures et en grosses paillettes parfois groupées en amas (J. Boissonnas, 1962, p. 22). Ce granite « résiste très mal à l'altération » et fournit normalement beaucoup d'arène. Or, son comportement est totalement différent ici puisqu'il est entouré de talus de 100 à 150 mètres et que, d'autre part, le « canyon » de l'O. In Ezzebine reste aussi étroit que les gorges de l'Aheleheg bordées de granite fin. De plus, cet étrange comportement correspond, pour l'ensemble du massif, à la zone où ce granite est diaclasé d'une façon étonnante, parfois aussi densément que l'« éllipse claire » de l'Aheleheg.

En fait, la représentation cartographique ne peut reproduire toutes les nuances et J. Boissonnas avait remarqué depuis longtemps que ce granite du Plateau est plus fin que le vrai granite grossier. Il indique (p. 42) que dans la moitié Nord du massif, ce granite est relayé par un granite à grain moyen à mesure que l'altitude croît et en particulier « entre l'O. In Tounine et l'Ad. Haggarhène ». On a en effet, l'impression que ce granite tend vers un faciès de coupole comme à l'Aheleheg mais l'érosion ayant pénétré plus profondément, il est plus difficile de le mettre en évidence :

1) *Les plus beaux inselbergs (Dendenal, Essar, 1781) correspondent tous à un faciès « moins porphyroïde et plus albitique »* que le granite grossier et J. Boissonnas interprête cette modification comme

« un faciès de coupole » du granite grossier [1] (p. 89) et il est remarquable de rencontrer ce faciès tout autour du Plateau, expliquant la localisation des inselbergs sur les bordures mais aussi la plus grande résistance de ces talus. On remarque également son extension généralisée au Nord du Plateau où les altitudes dépassent 1 900 mètres. On peut donc penser qu'une érosion différentielle tend à évider très lentement le centre du Plateau, au fur et à mesure de la disparition de ce faciès de coupole particulièrement résistant [2].

2) *Sur ce plateau, et en particulier à l'Ouest, sur les flancs du Tinhamour, le granite est littéralement percé d'alvéoles*, comme un morceau de gruyère, parfois sur toute la hauteur du versant (J. Boissonnas, photo 1, p. 17) [3]. Ces taffonis sont surtout localisés sur les hauts sommets (NE également) et l'on pense à une influence climatique bien qu'il n'y ait pas ici d'orientation préférentielle comme le remarque très justement J. Boissonnas (p. 57). Or, on pourrait se demander s'il n'y a pas parfois une liaison entre ces taffonis et les petites enclaves de granite fin, visibles précisément au NE et sur le Plateau. Ces dernières, riches en ferromagnésiens, auraient été plus facilement évidées. De telles enclaves sont surtout fréquentes près du « toit » ou des bordures d'un massif granitique.

Ainsi ce Plateau d'In Tounine pourrait représenter un type plus évolué que le sommet du Taourirt, avec pénétration de l'érosion à l'intérieur de la coupole : les vestiges de l'ancienne coupole subsistent en lambeaux étendus (au Nord) ou en petits inselbergs tandis que la partie centrale commence à se creuser. La coupole de l'In Tounine s'élevant plus haut en valeur absolue que celle de l'Aheleheg, cette érosion a peut-être pu commencer plus tôt, mais on ne peut pas dire, faute de dépôts, que cette érosion différentielle s'est faite au niveau d'une ancienne surface. En effet, elle peut avoir eu lieu depuis l'exhumation de l'Inselgebirge par une très lente action de l'eau stagnant sur ce vaste relief : ce serait tout de même une surface d'érosion, mais sans valeur pour la succession des étapes morphologiques.

2) *CE PLATEAU EST DOMINÉ A L'OUEST PAR LA HAUTE CRÊTE DE L'AD. HAGGARÈNE QUI CULMINE A 2 170 MÈTRES AU TINHAMOUR.* Cette crête pourrait à la fois être comparée et opposée à l'Echine, car il s'agit du même phénomène de resilicification, donnant des reliefs aigus, mais ici ce sont des réseaux de fractures et non des diaclases qui sont affectés. Aussi chaque ligne de silicification est assez large pour influencer la topographie. Tous les observateurs ont d'ailleurs été surpris de constater que ce relief ne ressemble pas à une crête filonienne classique, mais à une crête de type atlasique, hérissée de clochetons ou à un massif volcanique démantelé par l'érosion [4]. En effet, la carte nous montre que la silicification a affecté à la fois de grandes fractures et tout un réseau de petites fractures obliques. L'érosion différentielle, en laissant seulement subsister la charpente siliceuse, simule des séries de petits « cirques », entourés de crêtes aiguës et fermés à l'aval par des « verrous » (là où le ravin s'échappe en sciant un filon annexe). Ce haut relief domine la surface des plateaux basaltiques de 500-600 mètres et constitue, par conséquent, le plus élevé des reliefs antévolcaniques de tout l'Atakor.

3) *A L'EST DU PLATEAU, UNE LONGUE « DORSALE » S'ALLONGE DU NORD AU SUD DE L'IN TOUNINE ORIENTAL.* Cette Dorsale n'a aucun point commun sinon sa position, avec l'Echine. En effet, elle est beaucoup plus vaste (une dizaine de km de longueur et des sommets à 1 900-2 000 mètres), et plus soudée au reste du massif que l'Echine. En fait, on peut parler, dans l'In Tounine d'un seul relief antévolcanique, car cette Dorsale n'est séparée du Plateau que par le chapelet de petites plaines sableuses que les O. Zalé et In Tounine drainent en sens inverse. Ces deux oueds sont installés le long d'une grande zone de fracture Nord-Sud qui coupe l'In Tounine, et pourraient être baptisés « vallées de lignes de faille ». Mais l'enfoncement de ces thalwegs est extrêmement lent, permettant

1. Le faciès de coupole serait plus albitique ici (alors qu'il est plus riche en biotite à l'Aheleheg) car d'une façon générale le granite de l'In Tounine est légèrement plus sodique.

2. On ne peut que constater ce fait, sans pouvoir encore l'expliquer. On peut suggérer qu'au voisinage de la coupole, le refroidissement rapide a créé un désordre dans l'agencement des cristaux qui s'oppose à leur désagrégation granulaire ou bien que des apports pneumatolytiques tardifs ont bouché les fissures des cristaux. Mais il faut remarquer que cette coupole est aussi le siège de pressions sévères aboutissant souvent à une très forte densité de diaclases, ici comme dans l'ellipse claire.

3. Cette densité de taffonis avait surpris R. Perret (1935 a) qui s'étonnait de voir une roche si décomposée et pourtant en relief. En fait, les taffonis se développent très lentement et nécessitent justement une roche assez peu sensible à la désagrégation ou insensibilisée par une épaisse patine.

4. C'est l'interprétation en particulier de R. Chudeau (1909) d'après des récits d'explorateurs. C. Kilian y avait vu des vallées glaciaires, tandis que R. Perret (1935 a) interprète ces vallées suspendues en faisant intervenir des failles.

le développement de ces petites plaines perchées à 1 750 mètres environ sans qu'il y ait d'interruption dans les hauts reliefs [1].

Cette Dorsale présente une topographie assez différenciée et nettement plus accidentée que le Plateau. Au Nord, où elle est très large, on observe toute une série de petites plainettes sableuses, en particulier dans la haute vallée de l'O. In Zouzame où elles s'étagent, séparées par des filons ou des plans de fracture mis en valeur. Ces petites plaines sont entourées d'un certain nombre d'inselbergs de 100 à 200 mètres de haut comme la « tour » de l'Adaouda, le « pain de sucre » (structural) de l'Amesekni (2 034 m) ou l'énorme « chaudron » de l'Azeref, et d'un moutonnement de coupoles lisses plus ou moins hautes et bombées. Au contraire, vers le Sud, la Dorsale se réduit progressivement jusqu'à ce promontoire effilé de l'Assakafan que domine encore le Tégué à environ 1 900 mètres, au-dessus des plaines du niveau moyen (1 600 mètres).

Si le jeu des diaclases explique les formes très variées de ces pitons, le grand facteur de cette topographie si différenciée provient de la variété des granites :

1) **Au Nord,** l'extension en largeur de la Dorsale reflète fidèlement l'affleurement des mêmes granites de transition vers un faciès de coupole qu'au Nord du Plateau. Ceux-ci correspondent aussi à la présence de grandes diaclases courbes qui expliquent la fréquence des formes arrondies. De grands moutonnements de dalles polies au SE de l'Adaouda par exemple, correspondent même à un véritable granite fin albitique, sans doute très proche de l'ancien « toit ».

2) **Mais une autre partie de cette Dorsale est liée à l'apparition d'un granite « porphyroïde à biotite »** à grain fin, défini d'abord par P. Illy et P. Launey (1955). Ce granite, en effet, forme tous les hauts sommets de la partie Sud de la dorsale (Tegué), il a donc un très grand intérêt morphologique :

— *Sa structure microgrenue explique sa cohésion* : « des quartz globuleux, des feldspaths potassiques plus ou moins automorphes et de petites rosettes de mica agglomérées, flottent dans une pâte grise où les biotites sont finement dispersées ». « Le grain passe de moins de 0,5 mm dans la pâte à 0,5 cm pour la moyenne des gros quartz et 1 cm pour les phénocristaux » (J. Boissonnas, 1962, p. 19).

— *Ce granite est peu altéré* malgré une composition minéralogique identique à celle du granite grossier donc relativement riche en biotite : nous retrouvons exactement la même observation qu'à l'Aheleheg : les plus hauts sommets sont liés à un granite particulièrement riche en biotite, mais avec une tendance porphyroïde fine ou même microgrenue.

3) **Vers le Sud, on passe même à un granite fin non porphyroïde** au Sud du culot basaltique d'In Alarane [2] et J. Boissonnas a pu démontrer à l'aide d'excellentes coupes que l'on passe, vers le haut, progressivement du granite grossier « vrai » (donnant des pentes « molles »), au granite porphyroïde puis à ce granite fin. Nous retrouvons donc ici exactement la même observation que pour le Taourirt et l'on est tenté de penser qu'il s'agit du même phénomène : l'érosion s'est arrêtée au niveau du « toit ». La coupole de l'In Tounine devait être d'ailleurs légèrement dissymétrique dans le sens Est-Ouest : la partie Ouest plus élevée a été érodée (le Plateau), tandis qu'à l'Est, des éléments de coupole subsistent, donnant les points les plus élevés de l'Inselgebirge [3]. Si l'on veut faire une comparaison, cette Dorsale serait l'homologue, plus érodé, du Taourirt de l'Aheleheg.

A l'Est, cette dorsale a un tracé presque rectiligne, lié à un grand filon de quartz SSO-NNE qui recoupe tout le réseau de microdiorites (SO-NE). Ce filon unique ne peut avoir le rôle morphologique de l'Adrar Haggarène, mais il offre un rempart continu à la menace d'érosion venue de l'Est : tous les affluents de l'O. Tarhaouhaout s'arrêtent à son niveau ou juste en arrière (O. In Tamagaït). La Dorsale apparaît comme une ligne de partage des eaux du batholite, aucun réseau ne pouvant acquérir la place énorme qu'occupe l'O. Tadadine dans l'Aheleheg. *En effet, l'hydrographie est plus adaptée à la structure dans l'In Tounine où l'extension moindre du « niveau moyen » n'a pas permis le développement des réseaux inadaptés de l'Aheleheg.*

1. On observe sur les pédiments du pourtour, le même phénomène de cuirassement ferrugineux que dans la plainette du flanc Sud du Taourirt, avec quelques exemples de défoncement de la dalle indurée.

2. Ce témoin volcanique qui serait « anormal » sur des reliefs pré-volcaniques est en effet un neck (J. Boissonnas).

3. « Le massif d'In Tounine montre de nombreux et nets phénomènes de coupole et n'a été que très peu décapé par l'érosion. C'est notamment à ces phénomènes de coupole qu'on doit le remarquable développement de granites albitiques de la phase finale. Il est possible aussi que le granite à grain fin représente une ancienne carapace de faciès de bordure, incomplètement transformée en granite grossier lors de la constitution de ce dernier » (J. Boissonnas, 1959, p. 433).

B. — EXTENSION RESTREINTE DU NIVEAU MOYEN

1) *DESCRIPTION DU MODELÉ DE CE NIVEAU :*

Vers le Sud, les pointes du Plateau (Essar, 1 750 m environ) et de la Dorsale (1 900 m) se terminent à peu près au même niveau. Partout des dénivellations fortes de 150 à 200 mètres séparent ces hauts reliefs d'un niveau qui oscille autour de 1 500-1 550 mètres où la topographie d'ensemble a une allure faiblement ondulée. Dans le détail, on distingue tout de même quelques reliefs isolés comme l'Ahoussa (1 600 m), le Lafat (1 700 m) ou, à l'extrême Nord-Est, l'In Iskawen (1 800 mètres) et, en contrebas, des petites plaines sableuses développées à partir des principaux oueds, postérieurement à ce niveau. Dans l'Aheleheg, ce « niveau des mesas » se définissait par l'arrêt de l'érosion sur le toit du compartiment méridional du batholite, peu avant l'épanchement des basaltes. De nombreux affleurements de schistes cristallins et des coulées basaltiques permettaient de l'affirmer. De tels éléments existeraient aussi dans l'In Tounine, mais bien plus discutables :

a) *Il existe bien quatre vestiges de basalte* : « Deglas » à l'Ouest, « Gato », Taedas et Toussa à l'Est, mais ils sont si restreints et empâtés d'éboulis qu'il est difficile de dire s'il s'agit de necks ou de mesas. Il faut noter tout de même qu'ils se situent vers 1 550 mètres environ, d'une façon assez troublante, comme les grands plateaux volcaniques de la région.

b) *Les affleurements de « roof pendants » sont encore plus hypothétiques* : on en remarque de très petits sur la carte de reconnaissance du B.R.M.A. (1/20 000) au SSO du Deglas et à l'Ouest et au NE de l'O. Tin Ouane vers ces mêmes altitudes. Mais le seul affleurement sûr a été étudié par J. Boissonnas à environ 2 km au SE de l'Ad. Lafat. Il s'agit de granite migmatitique (200 × 150 mètres) reposant sur le granite grossier par l'intermédiaire d'un faciès fin de bordure de ce dernier et J. Boissonnas (p. 48) penchait pour l'hypothèse d'un pendentif du toit « dans cette région où le batholite est manifestement peu érodé » [1].

c) *Surtout dans les basses vallées des O. Tahassa et In Tounine, affleurent de très nombreux « dos de baleine »* qui caractérisent des diaclases courbes peu inclinées. Cette disposition suggère également la proximité d'un toit en pente douce.

Excepté des reliefs de quartz filonien comme l'Alous Iberdan à l'Est ou le Tegalelt à l'extrême Ouest, tous les reliefs de ce niveau moyen sont dus à des faciès de différenciation du granite grossier :

a) Le chainon Adjare-Ahoussa que l'O. In Tounine franchit par un « foum » représente une différenciation progressive du granite grossier en granite fin albitique vers le haut et latéralement. Ce chaînon rappelle les bourrelets bordiers de l'Aheleheg avec ses grandes falaises lisses subverticales de 80 à 100 mètres de haut s'élevant au-dessus d'une topographie presque plane de granite grossier. Les parois de la gorge, large de 10 à 12 mètres, sont absolument verticales également et ce granite crée un « seuil » rocheux dans la nappe alluviale (d'où la présence d'un puits des Kel In Tounine) [2].

b) L'Ad. In Iskawen est dû aussi à une différenciation mais vers un faciès fin à biotite qui affleure largement sur le « niveau moyen » vers le SE, accentuant ce contraste entre l'Ouest et l'Est du massif (l'Est paraissant mieux « conservé »).

c) Ce même faciès fin a biotite affleure aussi dans le massif du Lafat [3] donnant des reliefs compacts et élevés mais avec un magnifique exemple d'érosion différentielle, que les Géologues du B.R.M.A. ont appelé « *la boutonnière* ». On peut voir en effet, sur les photos XVII, XVIII., 540-541, un couloir de 2 km de long sur 300 mètres de large entouré de tous côtés par des collines de boules de couleur très sombre, et tapissé de grandes dalles lisses et subhorizontales. Par ailleurs, cette dépression, perchée sur la zone de dispersion des eaux vers les O. Assaren (Sud), Teheleheg (Nord et Est) et In Tounine (Ouest), n'est pratiquement pas drainée [4] :

— **Son plancher est formé par un granite fin** (grain millimétrique) et très albitique qui appartient à une granitisation nettement postérieure avec des contacts extrêmement francs. Ce granite

1. Dans cette hypothèse, il faudrait admettre, comme à l'Aheleheg, une brusque dénivellation du « toit » du batholite qui se marquerait encore à l'heure actuelle, par les affleurements de granite de transition au Sud du Plateau et par l'existence de faciès très fins à biotite sur le flanc Sud de la Dorsale. Le compartiment Sud aurait été exhumé de son environnement de schistes cristallins altérés, comme à l'Aheleheg, mais à une période qui peut être très différente, étant donné qu'il s'agit d'un niveau structural.

2. Cependant, le contact si brutal au Sud (NF 31, XVII, XVIII, 540) fait penser à un emboîtement de deux phases granitiques exactement comme le bourrelet de granite porphyroïde en contact avec le granite grossier au SO de la « Tour » dans l'Aheleheg et dans une position analogue par rapport au massif intrusif (s'incurvant vers l'intérieur du batholite).

3. Le sommet de Lafat, grosse amande d'un kilomètre de long, est lié à la présence de filons de quartz pneumatolytique, riches en wolfram, qui remplissent les cassures.

4. Sur la carte en couleurs n° 9, on peut constater que cette boutonnière (ou «combe ») se trouve effectivement au sommet d'un « mont » que quatre « ruz » entaillent le long d'étroites diaclases sans parvenir à drainer réellement la dépression centrale.

n'est pas altéré à l'affleurement et paraît très résistant (le fond de la dépression n'est guère sablonneux malgré des conditions favorables) ; sa position déprimée est due à son dégagement récent au fond de la boutonnière, exactement comme le pointement de granite fin albitique à l'extrémité Sud de l'Echine. C'est sans doute cette petite granitisation qui est reponsable de l'apparition de ce bombement où se situe la boutonnière. En effet, les roches du pourtour se caractérisent par un réseau de diaclases extrêmement serré qui explique leur débit en petites boules entassées.

— **Les collines de boules périphériques sont constituées par un granite fin porphyroïde à biotite dispersée.** Ce granite résiste très bien à la désagrégation granulaire et les boules n'évoluent guère semble-t-il, une fois les diaclases mises en valeur. On doit attribuer ce fait à la présence d'une pâte où les petits cristaux engrenés de quartz constituent « une sorte de trame dans laquelle se répartissent les autres minéraux » (J. Boissonnas, 1962, p. 57) : feldspaths sodi-potassiques, xénomorphes et plus altérés que le plagioclase, biotite très dispersée. De même parmi les phénocristaux, les grains de quartz ont des contours extrêmement capricieux, et les grands feldspaths potassiques peu altérés sont plus nombreux que les plagioclases séricitisés. Enfin, les biotites sont abondantes (d'où la patine ferrugineuse noire des boules) et dispersées. Ainsi la pâte rend à la fois cette roche peu perméable (*Cf.* p. 274) et assure sa cohésion, même si des cristaux isolés de plagioclases ou de biotite sont altérés en surface. A l'heure actuelle, ce granite est résistant et immunisé par une épaisse patine ; sa résistance dans le passé est attestée par sa position dominante, partout où il est en contact avec du granite grossier. Mais la présence de granite altéré, conservé sous les entassements de boules, oblige à admettre qu'en période plus humide, ce granite, particulièrement riche en biotite autour de la Boutonnière, a dû subir une altération pédologique (J. Boissonnas, 1962, p. 59).

— **Est-ce l'évidement de ce granite à biotite en période humide, qui est responsable de cette « boutonnière » ?** Il ne semble pas car on ne voit pas pourquoi ce granite serait resté en relief tout autour. Par contre dans l'axe de la boutonnière, à l'Ouest du granite albitique, affleure un granite à cordierite dont la position est encore mal expliquée (granite antérieur ou précoce repris par la granitisation principale ? Faciès de variation du granite fin à biotite ?) Or, ce granite tout « tacheté » de cristaux de cordiérite est toujours altéré ou au moins désagrégé en feuillets, presque jamais en boules. « Il ne monte haut dans la topographie que s'il est plaqué contre des faciès plus résistants, tel notamment le granite porphyroïde à biotite » (J. Boissonnas, 1962, p. 56). Dans la « boutonnière », il prend la relève du granite albitique vers l'Ouest, mais à plusieurs mètres en contrebas. Cette faible résistance peut être mise en relation avec la fragilité de la cordiérite qui s'altère facilement en lamelles phylliteuses, mais ces gros cristaux sont souvent espacés de plusieurs centimètres dans la roche et leur altération ne détruit pas la cohésion du granite [1]. Parmi les autres cristaux, on peut aussi signaler la prédominance des plagioclases, en principe plus altérables, sur les orthoclases. Mais cette région de la « boutonnière » offre la possibilité d'une étude plus approfondie du comportement de ces granites. En effet :

— Les quatre types de granites affleurent autour de cette dépression, permettant d'établir une « échelle de résistance » ;

— La précision de l'étude pétrographique faite par J. Boissonnas sur un grand nombre de lames permet de saisir les caractères de ces granites et le sens de leurs variations.

DEUX FAITS PEUVENT ÊTRE DÉGAGÉS DE CETTE CONFRONTATION :

1) **La notion d'engrenage des cristaux :** Ainsi le passage du granite fin à biotite au granite grossier beaucoup moins résistant se traduit, dans le faciès porphyroïde, par la croissance de grands quartz envoyant des « pseudopodes » évoquant la digestion des bactéries par une amibe » (p. 63). D'où des réseaux qui s'engrènent et assurent la cohésion. Mais l'apparition du vrai faciès grossier se traduit par des quartz rétractés, « en amas » (p. 61) et par la disparition totale de la pâte. Or, la même évolution paraît caractériser aussi le passage du granite albitique fin très résistant, où le quartz « enserre » les autres minéraux entre ses tentacules (p. 62) au granite grossier. Pourtant le granite à cordiérite où « les quartz s'engrènent » et se ramifient en tous sens » (p. 60) est une roche peu résistante. L'engrenage des cristaux n'est donc pas un facteur absolument déterminant.

1. L'analyse chimique traduit cette faible proportion de cordiérite. Un granite à cordiérite est riche en alumine, en fer et en magnésie. Or les analyses chimiques comparées des divers granites de l'In Tounine, ne font guère apparaître ces caractères : ce granite est plus pauvre en silice (71 %) et à peine un peu plus riche en Al^2O^3 que les autres granites.

2) **L'intensité des réactions chimiques intergranulaires**. On l'observe seulement dans les deux granites les moins résistants :

a) *Ces réactions au contact des deux feldspaths* s'observent surtout dans le granite grossier où les feldspaths potassiques sont très perthitiques (p. 61) [1] alors que dans le granite fin à biotite, seuls les très grands cristaux sont perthitiques à l'exclusion de ceux de la pâte, qui est, justement l'élément résistant.

b) *Dans le granite à cordiérite, les feldspaths potassiques ne sont guère perthitiques*, mais présentent deux autres sortes de modifications finales : ils sont rongés par de la myrmékite abondante et la micropegmatite est fréquente (p. 60-61). Au contraire, les feldspaths potassiques du granite albitique ne sont pas perthitiques. On pourrait donc émettre l'hypothèse que ces processus terminaux de l'évolution du granite en milieu déjà presque cristallisé (perthite, myrmékite, micropegmatite) ont pu avoir dans certains cas une influence néfaste sur la résistance des granites en corrodant les feldspaths, déjà formés. L'assemblage des cristaux risque, dans ce cas, d'être moins résistant à cause de ces altérations et ces enveloppes corrodées risquent d'être un cheminement plus facile pour l'eau infiltrée.

2) *LE CREUSEMENT D'ALVÉOLES SABLEUSES :*

Cette altération différentielle entre ces quatre granites a certainement demandé un temps assez long à la surface de ce niveau moyen : il en est de même pour le creusement, en dessous de ce niveau, d'alvéoles sableuses, plus développées que dans l'Aheleheg, à partir du réseau des vallées NNE-SSO. En effet, comme il n'existe pas ici de seuil structural de granite fin à la périphérie, l'érosion a pénétré beaucoup plus loin à partir des bordures. Cependant, il faut distinguer deux types d'alvéoles :

a) En amont du seuil structural de l'Ahoussa : les larges vallées des O. In Tounine et Teftezounine se situent vers 1 500-1 550 mètres, légèrement en contrebas des reliefs du niveau moyen auxquels elles se raccordent par des pédiments qui se sont adaptés à un creusement très progressif de l'oued et qui paraissent encore plus ou moins actuels. Tout à l'amont, l'O. In Tounine se termine par un large couloir à fond plat, encastré dans le niveau supérieur jusqu'au SE du Dendenal. Cette vallée démesurée (XVII-XVIII, n° 562) est totalement dépourvue d'affluents, excepté le petit « torrent » qui « cascade » depuis la petite plaine suspendue au NE du Dendenal. L'origine de cette très large vallée est assez énigmatique :

1) **Malgré sa position déprimée à 150-200 mètres en contrebas du plateau, cette vallée n'a pas attiré le drainage du niveau supérieur** qui s'organise essentiellement en fonction des O. In Ezzebine (NO), Zalé (Nord) et In Zouzame (NE). De minuscules « ruisseaux », liés à des fractures ou à des filons de microdiorite (O. In Tounine supérieur) drainent seulement les bordures escarpées de ce couloir et débouchent sur les pédiments sans modifier le tracé rigide des escarpements périphériques. L'élargissement de cette haute vallée semble donc l'œuvre de l'érosion aréolaire, en fonction de l'abaissement rapide du niveau de base extérieur jusque vers 1 550 mètres.

2) **Cette vallée élargie semble s'être approfondie rapidement** à partir du niveau supérieur du Plateau en profitant de la faible résistance d'un granite extrêmement fissuré. En effet, ce couloir se situe parallèlement à la grande faille qui coupe en deux le batholite et passe au pied du Dendenal et de l'Essar. Or, vers cette fracture, converge toute une série de réseaux de diaclases ou de filons de microdiorite : SO-NE, SE-NO ou même EO à l'Ouest de la vallée, NS, SO-NE et SE-NO au Nord et enfin à l'Est, directions SO-NE et secondairement OSO-ENE. Cet évidement rapide d'un granite très diaclasé rappelle, mais avec une autre ampleur, l'évolution de l'ellipse claire de l'Aheleheg.

3) **Cependant, même ici, on peut se demander si le volume érodé correspondait bien à du granite**. J. Boissonnas a noté en effet à l'amont de ce couloir, sur la rive gauche de l'oued, que la bordure se calquait sur un granite porphyroïde, du même type que les faciès de coupole mais plongeant vers la vallée, très en contrebas du Plateau (p. 82). Ce granite, comme j'ai pu l'observer, s'accompagne de grandes diaclases courbes qui sont dues soit à la « décharge », soit à un plongement du « toit » vers une ondulation profonde au niveau de la grande fracture onduleuse qui coupe l'In Tounine (*Cf.* carte en couleurs n° 9).

Ce long couloir encaissé dans le niveau supérieur, comme une ultime avancée du niveau moyen risque donc d'avoir une origine complexe où se mêlent facteurs morphologiques et « structuraux ».

1. Ce caractère du granite grossier est noté par tous les auteurs : M. Lelubre notait que dans ce granite, « la microperthite est le minéral principal » (1952 a, II, p. 206) et M. Bourgeois, M. Bouvet et P. Illy (1955-56) signalent de grandes plages de perthites, parfois de la myrmékite et micropegmatite.

Les témoignages des phases d'érosion récentes, bien conservés à l'extrême amont, sont les mêmes qu'au pied Sud du Taourirt :

— un *cône d'épandage* formé de blocs très patinés de microdiorite se trouve perché à une dizaine de mètres, au NE ;

— puis la *terrasse graveleuse* s'étend largement avec une épaisseur de 5 à 6 mètres. Elle est très nettement en relation avec la partie couverte des pédiments de bordure qui recoupent granite et filons de microdiorite.

— enfin la *terrasse limoneuse* récente, brune ou noirâtre épaisse de 0,5 à 1 mètre.

b) A LA BORDURE SUD ET SUD OUEST DU BATHOLITE. On assiste ici à une lutte très nette entre le creusement des diverses vallées NE-SO et l'érosion aréolaire qui tend à maintenir des alvéoles de dégradation lente, héritées sans doute de la topographie du niveau moyen :

— *Ainsi l'O. In Ezzebine*, adapté à l'aval à une grande zone de fracture et affluent du réseau très actif de l'O. Tamanrasset, a creusé si rapidement (ou si récemment) son « canyon » que l'érosion aréolaire n'a pratiquement pas pu suivre ce rythme.

— *Au contraire l'O. Tahassa*, tributaire aussi de l'O. Tamanrasset, mais bloqué en aval par un seuil rocheux dans les migmatites, se traîne dans une large alvéole sableuse, encombrée de petites buttes granitiques et de crêtes filoniennes. Cette alvéole s'est développée par l'action lente du ruissellement qui a respecté les filons de microdiorite (incapable de transporter leurs débris grossiers) [1] et évacué l'arène de ce granite franchement grossier et très sensible à la désagrégation granulaire [2]. La grande densité des diaclases au pied du talus du Plateau accentue encore la fragilité de ce granite et explique la curieuse allure de cette alvéole rétrécie vers l'aval et s'allongeant au pied du Plateau, perpendiculairement à l'axe de la vallée (XVII-XVIII 538-539).

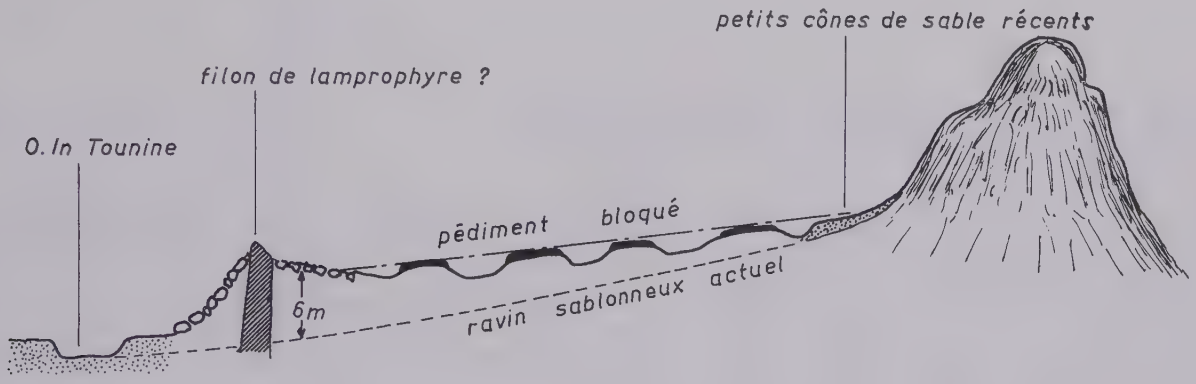


Fig. 96. — Pédiment perché sur la rive gauche de l'O. In Tounine : L'évolution de ce pédiment est restée longtemps bloquée en arrière du filon, avant qu'il soit raviné en fonction de l'enfoncement de l'O. In Tounine.

— *Sur l'O. In Tounine, tronçon amont de l'O. Tin Amzi*, l'érosion aréolaire ne peut plus suivre le creusement de l'oued principal. Sur la rive droite, une petite alvéole sableuse reste perchée à quelques mètres, mais plus en aval, sur la rive gauche, la présence d'un filon a brusquement arrêté l'évolution d'un pédiment de 400 mètres de long environ en relation avec un inselberg d'environ 40 mètres de haut. Ce pédiment semble avoir suivi, par dégradation lente, l'enfoncement du thalweg jusqu'à une date assez récente. Mais quand l'O. In Tounine s'est enfoncé ensuite le long d'un filon de lamprophyre (?) celui-ci a joué le rôle de seuil structural vis-à-vis de l'érosion aréolaire (fig. 96) et le pédiment bloqué à l'aval n'a plus pu évoluer. La pellicule de granite désagrégé qui le recouvrait s'est alors couverte d'une épaisse patine ferrugineuse. Enfin, à une époque très récente, le ravinement ayant réussi à percer une brèche dans le filon, de multiples ravines ont progressé très vite dans le granite désagrégé, transformant l'ancien pédiment en un curieux moutonnement de dalles vernissées en relief de 0,5 à 1 mètre. *Cette évolution nous montre qu'un pédiment peut se maintenir très longtemps en fonction d'un oued à enfoncement très lent ; mais dès que, pour une raison quelconque, sa « régradation » est arrêtée ou ralentie, le ravinement*

1. Ces filons sont en relief ici, comme au SO de l'Aheleheg, alors qu'ils sont « en creux » lorsqu'ils sont attaqués par l'érosion linéaire (O. In Ezzebine).

2. Les affleurements de granite fin sont en effet très restreints ici, et donnent localement de petits reliefs plus hardis, mais jamais de bourrelet de bordure comme à l'Aheleheg.

fait disparaître la pellicule désagrégée, puis s'enfonce dans quelques diaclases élargies entre des reliefs de dalles ou de boules rocheuses. Des reliefs de roche saine remplacent alors peu à peu les alvéoles.

3) *INTERPRÉTATION DE CE NIVEAU MOYEN :*

Il est facile de raccorder ce niveau avec la surface d'érosion qui s'étend au Sud du Debnat, sur l'immense affleurement du granite migmatique d'Anfeg. Sur le granite, on retrouve les mêmes topographies de très larges vallées sableuses, parsemées de crêtes filoniennes et de petits inselbergs et orientés NNE-SSO. Cette surface s'abaisse de 1 450 mètres environ à la bordure Sud de l'In Tounine [1] jusque vers 1 100 mètres à 40 km de là, à la bordure méridionale du granite d'Anfeg où elle se raccorde par un talus assez net à l'immense plaine sableuse beaucoup plus évoluée (Laouni) qui s'étend jusqu'au Tassili. C'est en fonction de cette « surface d'Anfeg » que s'est développé le « niveau moyen » d'In Tounine en déblayant les roches encaissantes et en attaquant le granite lui-même avec apparition d'inselbergs et d'alvéoles. La part de l'érosion dans la genèse de ce « niveau moyen » paraît donc plus évidente ici qu'à l'Aheleheg et elle expliquerait la quasi disparition, ici, des vestiges du toit. D'ailleurs une différence fondamentale existe entre les deux « niveaux moyens ».

— *A l'In Tounine,* par suite de la faible résistance du granite grossier, le niveau s'est abaissé lentement en fonction des aplanissements extérieurs ;

— *A l'Aheleheg,* le grain plus fin et surtout la protection du bourrelet de granite fin ont permis la conservation d'un véritable niveau structural avec ses roof pendants et ses mesas, dont l'évolution a été complètement dissociée de celle des bordures.

C. — L'INÉGAL DÉGAGEMENT DES BORDURES

1) *L'ÉVOLUTION DE LA BORDURE SUD ET SUD-OUEST EST PLUS COMPLEXE QUE CELLE DE LA BORDURE SUD DE L'AHELEHEG :*

En effet, à l'Aheleheg, les alvéoles qui s'élargissent dans le granite grossier sont en relation avec le niveau aplani extérieur où divergent les O. Ben Guerrou et Ouzzefène sur une surface très comparable à celle d'Anfeg. L'absence de cours d'eau importants a laissé cette région à l'abri de l'action du creusement généralisé qui, au Quaternaire, a été à l'origine du dégagement des bordures. Au contraire, à l'In Tounine, tous les grands oueds du massif débouchent sur cette bordure et suivant l'importance de leur creusement récent, ils ont plus ou moins mis un terme à l'évolution des alvéoles à l'intérieur du massif. Sur la bordure, l'enfoncement de ces oueds perpendiculaires au contact aboutit au même résultat que sur les bordures Est et S-O de l'Aheleheg : comme au débouché des O. Tadadine ou Ouazène, le contact au voisinage des grands oueds n'est pas du tout dégagé. Le passage des migmatites au granite se marque par un brutal changement des formes du modelé, mais sans changement sensible dans les altitudes. Cela tient partiellement à la résistance de ces gneiss et amphibolites migmatisés et lardés de filons d'aplites et de pegmatites. Mais on remarque aussi que la bordure est mieux dégagée au voisinage des oueds à enfoncement « lent » (Tahassa, Assaren, Teheleg) où peuvent se développer de petits oueds vite élargis par des pédiments surmontés d'un talus de 10 à 25 mètres. Au contraire, l'O. In Tounine prolonge sa gorge dans les roches encaissantes sans aucun dégagement du contact. C'est, paradoxalement, à l'écart des grandes vallées que le contact est le mieux dégagé : à l'Ouest de l'O. In Tounine et entre celui-ci et l'O. Assaren. Ici, de très petits oueds ont suivi, avec beaucoup de lenteur, l'enfoncement des grandes vallées et permis à l'érosion aréolaire de s'adapter à ce changement progressif. *Les pédiments (et leurs talus) nous apparaissent donc partout comme des formes à évolution lente, vite détruits quand l'enfoncement est trop rapide (alvéoles intérieures) ou incapables de se développer à partir de vallées trop « dynamiques » (bordures).*

La charge des grands oueds n'a jamais permis le développement de cônes d'érosion latérale. Cette charge a pourtant été souvent excessive comme le prouvent les accumulations de terrasses graveleuses, hautes parfois de plus de 10-12 mètres (O. In Ezzebine) [2]. Mais il n'y a guère eu de divagations parce que,

1. A la pointe Sud de l'In Tounine, la surface se poursuit en continuité (excepté la coupure de l'O. Teheleg) du granite intrusif au granite d'Anfeg de l'Habada Eddini.

2. 15 à 20 mètres dans l'O. Teheleg d'après les sondages de prospection minière de la mission Bouvet (1955-56).

d'une part la charge à la sortie d'un massif granitique est surtout sableuse (ne pouvant donner de « pavage ») et que d'autre part, les roches encaissantes ont une toute autre résistance que les marnes et argiles à la sortie d'un « foum ».

2) *LES BORDURES EST ET NORD-EST :*

CETTE BORDURE, A PREMIÈRE VUE, DIFFÈRE PROFONDÉMENT DE LA BORDURE HOMOLOGUE DE L'AHELEHEG. En effet, tandis que celle-ci est bien dégagée le long de l'immense gouttière de l'O. In Daledje, il n'y a pratiquement pas ici de talus bordier :

— *Au Sud-Sud-Est, l'O. Teheleg suit exactement le contact* sur environ 3 km et paraît s'être enfoncé là très récemment. Ces conditions sont très défavorables au dégagement de la bordure (cas de l'O. Amezeguine au NNO de l'Aheleheg).

— *Puis la bordure paraît très effacée avec passage direct aux surfaces dans l'encaissant,* depuis l'O. Teheleg jusqu'à l'O. Zalé. Toutes les vallées ici sont perpendiculaires au contact, adaptées à de grandes fractures SO-NE qui affectent le granite et l'encaissant. Ces vallées, après un coude très brusque, s'orientent vers le SE et vont rejoindre l'O. Tarhaouhaout. Or, celui-ci bloqué par un verrou structural à Temekerest et surimposé longtemps dans les basaltes est un oued très court dont l'enfoncement est sans commune mesure avec celui de l'O. In Daledje. Faute d'incision récente, cette bordure conserve un modelé de très grands pédiments identique à celui que nous avions entrevu au-delà de la coupure « subséquente » de l'O. Tineftaouine. Les gneiss encaissants sont pratiquement nivelés vers 1 550 à 1 600 mètres avec une légère reprise d'érosion par les petits oueds (Terkematine, Tessegdelt, etc.) et un nettoyage extrêmement actif par le ruissellement, qui a abouti à une disparition totale de la pellicule altérée et une ciselure de détail qui rend la marche extrêmement difficile dans cette région (NF 31, XVII-XVIII, 560).

CETTE ÉROSION A GAGNÉ SUR LE MASSIF GRANITIQUE JUSQU'A CE QU'ELLE RENCONTRE DES GRANITES PLUS RÉSISTANTS. Il s'agit ici du granite porphyroïde à biotite qui affleure largement dans cette partie moins attaquée du batholite. Ce granite donne le relief massif d'In Iskawen (1 800 mètres ?), puis l'énorme bastion d'In Horeren où la Dorsale s'avance en proue vers le NE, puis l'Azaref. Ces hauts reliefs dominent, de 250 mètres environ, la bordure de granite grossier aplanie pratiquement au même niveau que l'encaissant, excepté quelques reliefs isolés de petite taille. Cette avancée de l'érosion dans le batholite sur une largeur de 500 à 800 mètres rappelle exactement la « banquette » d'érosion au NE de l'Aheleheg.

Pourtant à partir de l'O. Zalé, la morphologie de la bordure se modifie :

1) **Le granite grossier disparaît**. Il est remplacé par un granite albitique à grain moyen qui le relaie à proximité de la coupole ou des contacts. Celui-ci passe lui-même lentement à un granite albitique à grain fin (*Cf.* carte nº 9) qui « s'ennoie » sous l'encaissant avec encore deux pointements plus au Nord, dégagés en petits inselbergs de 20 à 25 mètres. Ce changement de faciès du granite se traduit aussitôt par un talus net, formé d'un moutonnement de basses coupoles lisses qui s'élèvent jusqu'à 40-50 mètres au-dessus de l'encaissant. La différence de dureté plus affirmée entre les deux côtés de ce contact a amené la localisation de l'O. Rames Rames le long de la bordure, mais sans apparition de pédiments car le granite ne recule guère. D'ailleurs la mise en place de l'O. Rames Rames paraît récente à cause de la difficulté du creusement dans la « cluse » où il traverse, grâce à de petits décrochements, l'énorme crête quartzeuse de l'Adrar Haggarène. En effet son réseau se développe par captures d'oueds descendant vers l'Est [1] et le temps a certainement manqué pour que l'érosion aréolaire s'adapte à cette nouvelle vallée.

2) **Or, en arrière de cette bordure, un talus symétrique de celui de l'Azaref, se dresse d'un seul jet sur plus de 200 mètres,** jusqu'à l'altitude du Plateau d'In Tounine. C'est un des accidents les plus spectaculaires du massif et pourtant, il se situe à l'intérieur de ces granites albitiques assez fins. On ne peut qu'émettre deux hypothèses pour essayer d'expliquer ce talus « anormal » :

1) *Il pourrait s'agir d'un talus d'érosion* sur la foi de deux lames minces seulement, prélevées l'une sur le talus et l'autre en contrebas. Il s'agit du même granite fin, à tendance aplitique, mais sur la bordure, il semble contenir plus de quartz (et ceux-ci sont assez fissurés), moins de microcline et plus d'albites (automorphes, en baguettes trapues) ; enfin la biotite semble plus abondante. Mais tout ceci est assez peu convaincant...

2) *On penserait plutôt à une brusque accentuation de la courbure du « toit »* car sur le terrain, on remarque très nettement qu'aux diaclases courbes très inclinées des coupoles au pied, succède un système de grandes diaclases

1. L'une de ces captures est bien visible au Nord (XVIII, XXIV 12) où un « torrent » descendant du flanc Est de l'Ad. Haggarène a été capturé au niveau de son cône d'épandage de galets de quartz (celui-ci, très patiné, apparaît fort bien sur photo aérienne).

très proches de la verticale au niveau du talus. Or ces grandes diaclases jalonnent l'extrémité Nord de cet accident sinueux qui traverse l'In Tounine du Nord au Sud et sur lequel se situe aussi la haute vallée énigmatique de l'O. In Tounine. Il est probable que cet accident sinueux a pris naissance avant la consolidation définitive du massif, expliquant en particulier le soulèvement plus fort du compartiment occidental (le Plateau), l'ondulation du toit à l'O. In Tounine et ce curieux abrupt au sein d'un granite particulièrement résistant.

3) *LES BORDURES OCCIDENTALES DRAINÉES VERS L'O. TAMANRASSET.*

Cette bordure de l'In Tounine est totalement isolée du reste du batholite par l'énorme crête de l'Ad. Haggarène et a connu une évolution particulière en fonction de niveaux de base différents :

Au Nord, l'O. Takacherouet, tributaire de l'O. Tamanrasset, est bloqué dans son évolution par le seuil structural d'Imlaoulaouène dans des leptynites, qu'il n'a pu entailler au-dessous de 1 530 mètres.

Ce seuil structural rappelle celui que rencontre l'O. Ouazène au NO de l'Aheleheg à la sortie de sa plaine perchée (également vers 1 550 mètres) dans le bourrelet de granite fin. La comparaison entre les deux plaines est justifiée car ici aussi existent de grands plateaux de basalte des plateaux (le Tassa n'Djena vers 1 650 à 1 700 mètres) reposant sur des gneiss migmatisés très altérés. Mais, alors qu'à l'Aheleheg, la plaine perchée s'est développée aux dépens du granite, ici les glacis en roche tendre se sont développés essentiellement dans les roches encaissantes altérées (*Cf.* p. 395). Le granite, au contraire, n'a pratiquement pas été entamé car il s'agit d'un granite fin albitique résistant à la fois à l'altération chimique et à la désagrégation mécanique. D'abord interprété comme un simple faciès de coupole, ce granite apparaît à la suite des travaux de J. Boissonnas comme une différenciation complexe résultant de pulsations successives (1962, p. 41). En effet, il n'y a pas passage progressif du granite grossier à ce granite albitique, mais tantôt des contacts brutaux subverticaux, tantôt des mélanges de variétés plus ou moins fines. Ce granite original « s'ennoie » doucement sous l'encaissant et apparaît encore en pointements à 1,5 km au Nord de l'In Tounine où deux « pustules » de 10 à 15 mètres de haut surgissent des gneiss [1]. Sur photo aérienne (XVIII-XXIV, 10) il apparaît presque aussi diaclasé que le granite albitique de l'ellipse claire dans l'Aheleheg, mais pourtant, ici, il donne un relief en bastion s'élevant vers l'E et bordé de talus au Nord et au SO. En effet :

— *Ici ce granite présente une structure à grains assez fins et très engrenés :* « les quartz y paraissent en plein réarrangement » et n'atteignent que « rarement leur forme propre ». Les feldspaths potassiques ne sont plus perthitiques et « l'albite descend souvent à 0 % An. La myrmékite est totalement absente, le plagioclase étant très acide. La décoloration de la biotite est plus ou moins poussée » (J. Boissonnas, 1962, p. 68).

— *D'autre part son caractère très pneumatolytique se traduit par un remplissage de toutes ces diaclases parallèles* (OSO, ENE) par des greisens [2]. Ces diaclases ne sont donc pas nettement mises en valeur, mais donnent un modelé de détail en touches de piano ou en microreplats étagés.

L'O. Takacherouet traverse ce granite fin par une gorge à méandres encaissés, visiblement surimposée à partir de gneiss sus-jacents. Puis sa position « subséquente » par rapport au batholite aurait pu entraîner le développement de beaux pédiments de bordure (cas de l'O. Tineftaouine), mais, en fait, il ne reçoit pratiquement pas d'affluents venant de l'In Tounine. La bordure est assez bien dégagée par un talus net au Nord, mais disparaît progressivement vers le Tilaous où le granite grossier est aplani dans une zone quadrangulaire d'environ 400 à 500 mètres de côté qui correspond peut-être à un ancien tracé de l' O. Aguentor vers l'O. Takacherouet (*Cf.* carte en couleurs nº 9). Ce petit aplanissement suggère deux conclusions :

— Il s'est développé très postérieurement à l'épanchement des phonolites du Tilaous car cette mesa repose sur des migmatites et le granite arasés à plus de 30 à 40 mètres plus haut que ce niveau aplani. Comme les roches sous-jacentes sont aussi altérées que sous les basaltes de plateau, la phonolite a dû s'épancher à peu près sur la même surface que ceux-ci. C'est à partir de cette surface prévolcanique que dérive tout le relief de cette bordure, à l'exception d'un haut éperon accolé vers 1 800 à 1 850 mètres au flanc Ouest de la grande crête quartzeuse qui semble être un témoin du grand ensemble prévolcanique du Plateau central.

— Ce petit niveau aplani aboutit à un talus très brutal que l'O. Aguentor dévale en « cascade », presque sans modifier le profil convexe des grandes diaclases courbes qui modèlent le talus (fig. 97). Ce niveau est donc perché à près de 20 mètres au-dessus de la bordure occidentale.

1. Ces petits inselbergs de 200 et 50 mètres de diamètre ont été baptisés par le B.R.M.A., Hanana (coupole d'aplite) et Hananère (« pipe » d'aplite très acide, riche en minéralisateurs et en quartz pneumatolytique) R. Raguin (1957, p. 28) distingue ce genre de petites « coupoles différenciées » des simples inégalités du toit. A la différence de celles-ci, les « coupoles différenciées » ont une composition différente (forte teneur en soude ici) due à des bouffées de migrations chimiques tardives, accompagnées de nombreux filons pneumatolytiques.

2. Ce type d'induration du granite rappelle l'intense silicification des diaclases de l'Échine à l'Aheleheg.

La bordure occidentale, drainée par l'O. Aguentor, n'est qu'une « antichambre » de la plaine de Tamanrasset à l'altitude de 1 450 à 1 500 mètres au maximum. Ici un même aplanissement recoupe à la fois les gneiss œillés de la bordure et le granite grossier et met en valeur un talus d'une ampleur inhabituelle (500 à 600 mètres). Cette dénivellation est, en fait due aux filons de quartz qui ont arrêté le recul du granite grossier et qui ont protégé des formes anciennes de versants grâce à une pellicule de blocs de quartz patinés. En effet, il est difficile de parler de véritables pédiments pour ces grands versants concaves à couverture de blocs. La genèse de ces versants s'explique plutôt par les divagations de petits torrents, surchargés de blocs de quartz [1]. Mais, comme partout ailleurs dans

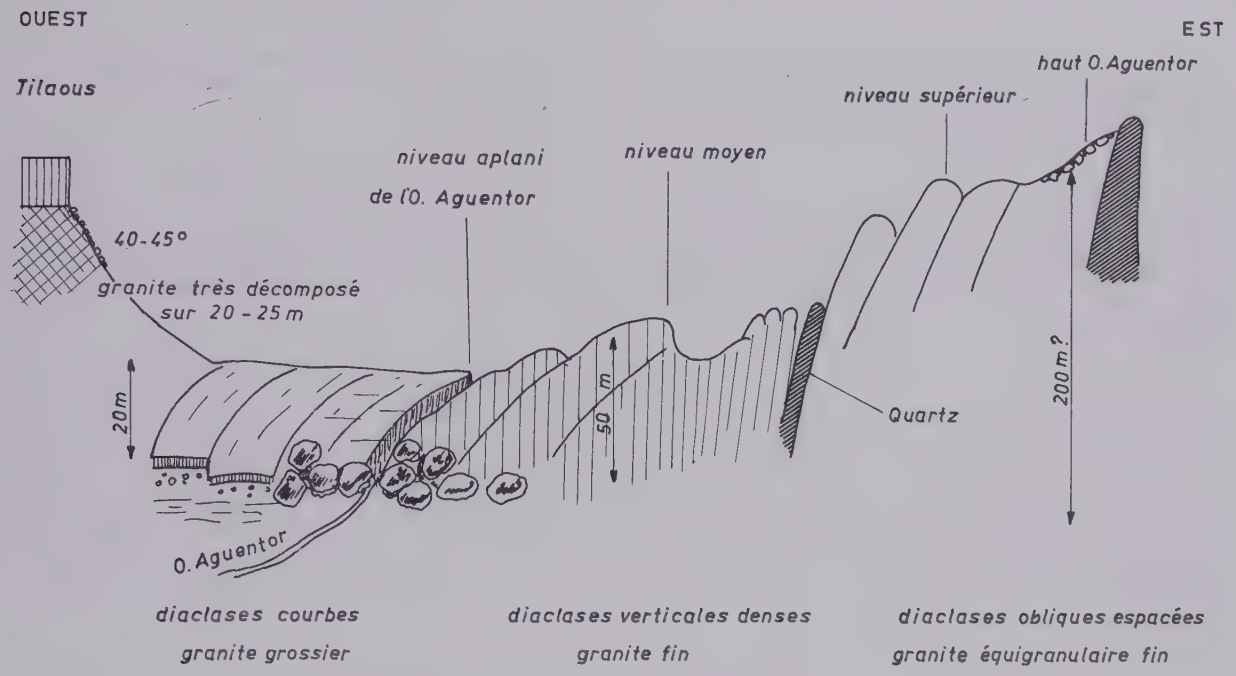


Fig. 97. — Le talus de l'O. Aguentor (Ouest de l'In Tounine) : ce talus sépare la haute vallée de l'O. Aguentor, située en bordure de l'alvéole du Takacherouet, de la basse vallée qui débouche dans la plaine de Tamanrasset. Il ne correspond pas à un contact entre deux granites différents.

l'Atakor, ces très anciens versants concaves très patinés, ont été repris par l'érosion postérieure et en particulier de petits pédiments en relation avec la terrasse graveleuse. Or, partout, à l'amont de ces versants, on rencontre des reliefs ruiniformes en cours d'érosion à l'endroit où l'O. Aguentor débouche du gradin supérieur. Cette dénivellation perpendiculaire à la grande crête quartzeuse reste donc très énigmatique. Il est presque certain que l'O. Aguentor a dû être détourné vers le Sud, le long d'une des très nombreuses diaclases SO-NE, mais il fallait que le niveau déprimé existe antérieurement pour l'y attirer. Au cours d'une sortie dans cette région en compagnie de J. Boissonnas, nous avons pu constater que :

— *L'idée d'une fracture est à écarter ;*

— *Ce talus ne paraît pas dû à l'érosion différentielle* car il manque totalement d'homogénéité. Au pied du Tilaous, il est formé de granite grossier, puis d'un granite fin avec des nids de pegmatites au débouché de l'O. Aguentor, enfin d'un granite équigranulaire assez fin vers l'Est. Il ne s'agit donc pas de la mise en valeur d'un contact géologique franc ;

— *Par contre, et sous réserve qu'il ne s'agisse pas de diaclases de « décharge », l'allure des diaclases semblerait indiquer, ici encore, une irrégularité du « toit » du batholite* (fig. 97). La présence de nids de pegmatites pourrait en effet être un argument en faveur de la proximité de la coupole ici aussi.

1. Ces épandages de blocs de quartz se localisent en effet ici parce que tout une série de petits oueds prennent leur « source » au pied ou même à l'intérieur des gros filons de quartz dédoublés.

D. — CONCLUSION SUR L'IN TOUNINE :

La morphologie de l'In Tounine est bien plus complexe que celle de l'Aheleheg malgré des quantités de points communs. Ceci est dû non seulement à une histoire géologique plus compliquée, mais aussi à un jeu plus varié de l'érosion.

— *Les reliefs pré-volcaniques sont beaucoup plus étendus* parce que le « toit » du batholite devait s'élever nettement plus haut que la surface des plateaux basaltiques (1 650 à 1 700 mètres). L'érosion y a taillé des formes beaucoup plus différenciées dans les faciès de coupole albitique ou à biotite et a pénétré dans le granite normal sous-jacent. D'où cette topographie si variée du Plateau et de la Dorsale.

— *Le niveau « moyen » paraît plus nettement dû à l'érosion* et se raccorde à une surface qui dépasse très largement le batholite. D'ailleurs, le modelé de détail de ce niveau indique une longue évolution vers des reliefs différenciés (boutonnière, chaîne de l'Ahoussa, alvéoles).

— *Par contre l'érosion semble avoir beaucoup moins travaillé autour du batholite*, qui reste plus soudé aux reliefs environnants que l'Aheleheg. En effet l'oued « dynamique » qui pourrait être comparé à l'O. In Daledje, est séparé de l'In Tounine proprement dit par une muraille de quartz qui a arrêté l'érosion et son principal affluent, l'O. Takacherouet, est bloqué par un seuil structural. Ailleurs, les vallées sont bien plus nombreuses qu'à l'Aheleheg mais au lieu d'être « subséquentes », elles sont pratiquement toutes perpendiculaires aux bordures : la disposition du réseau de l'Aheleheg n'en paraît que plus originale.

Ces deux massifs se distinguent cependant de tous les autres reliefs granitiques par leur exceptionnel dégagement dû à une très longue évolution [1] et à l'existence de réseaux hydrographiques indépendants. D'autre part si l'action de l'érosion a été arrêtée pendant une assez longue période par les épanchements de lave, elle ne paraît pas avoir été affectée par des mouvements tectoniques cassants. L'étagement des reliefs est dû uniquement à la reprise d'érosion après une déformation à grand rayon de courbure. Ces conditions si favorables à l'étude morphologique disparaissent dans les autres contreforts granitiques de la Koudia où les reliefs se dégagent à partir de la surface des « vieux basaltes » — sans qu'on puisse exactement faire la part des accidents tectoniques que l'on soupçonne (en particulier à l'Ouest de l'Ilamane) — et sous la dépendance d'une hydrographie encore indifférente aux affleurements granitiques.

1. Cette évolution confirme parfaitement l'observation de P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 66) sur la longévité remarquable des inselbergs sahariens qui « s'aggrandissent par leur base au cours des âges géologiques ».

CHAPITRE II

LES CONTREFORTS GRANITIQUES DE LA FACE OUEST DE LA KOUDIA :

La surface prévolcanique sur laquelle reposent les trapps de la Koudia occidentale s'interrompt brutalement au-dessus d'un talus topographique dont le modelé indique aussitôt la nature granitique. Cet escarpement suit les deux côtés SE-NO, puis SO-NE d'un triangle isocèle, dont la base, longue d'environ 60 km, joindrait les extrêmités Nord du massif d'In Tounine et Sud du granite d'Abdassène selon une ligne presque Nord-Sud. L'angle obtus de ce triangle correspond à la région de l'Amdjer, c'est-à-dire à l'extrémité occidentale de l'axe de la Koudia. Cependant cette curieuse géométrie s'estompe un peu lorsqu'on entre dans le détail de la description :

— **Le côté SE-NO du triangle n'est pas un escarpement continu :** il commence à 6 km au N-NO de l'In Tounine par le talus de *Tessibent* qui recoupe obliquement un petit massif granitique en forme d'ellipse SSE-NNO, longue de 5 km environ sur 1 à 1,5 km de large. La dénivellation n'est pas encore très importante (100-150 mètres), avec des pentes assez douces. Au NO du massif, le talus perd d'ailleurs sa netteté dans un secteur où des migmatites sont encore recouvertes par des coulées basaltiques fortement inclinées (et probablement déformées ?), en arrière des gros pitons de lave « acide » de l'Adrar Hedjérine. Puis il réapparaît beaucoup plus nettement à 7 km au NO du Tessibent, avec les pitons et les grands versants convexes du *Torak* où les dénivellations atteignent 250 à 300 mètres parfois. Ici également le talus recoupe un massif granitique elliptique, allongé du SE au NO et un peu plus grand (8 × 4 km). L'escarpement se continue avec des pentes plus fortes encore dans *la Taessa*, avec la même direction SE-NO. Mais ici, il est exactement situé sur le contact rectiligne de la bordure SO d'un massif granitique plus important dont les dimensions rappellent celles de l'In Tounine (22 × 8 à 10 km). La netteté du talus est légèrement atténuée par la juxtaposition d'une lourde coupole encore couverte de coulées basaltiques, qui se situe en contrebas de la Taessa, dans la haute vallée de l'O. Taramaste. Au contraire, elle se renforce entre l'O. Taramaste et l'O. Indegane, où le contraste s'accentue entre la Taessa presque impénétrable et à peine entaillée par quelques gorges très étroites et le piedmont où les oueds serpentent dans des vallées élargies entre de molles ondulations. Au bout de 6 km pourtant, l'escarpement disparaît brutalement et l'horizon est barré par un talus bien moins net qui s'oriente vers le SO. Mais, si l'on suit la piste chamelière qui grimpe de ce piedmont vers Tarhenanet, on accède, à environ 200 mètres plus haut, à une petite plaine perchée (1 850-1 900 mètres), fermée à l'Est par un talus grossièrement Sud-Nord qui n'est que la continuation du talus qui bordait la Taessa au SO. Ce nouvel escarpement tranche à travers le même massif granitique. Sa dénivellation d'abord faible (50-100 mètres) s'accroît à nouveau, malgré de fréquentes interruptions dues à des vestiges de coulées basaltiques, et vers l'extrêmité Ouest de l'Ilamane elle atteint près de 300-350 mètres. Entre temps l'altitude de la Taessa est passée de 2 000-2 100 mètres à près de 2 350-2 400 mètres à l'Ilamane, où se situe, nous l'avons vu, la zone de déformation maxima de la surface prévolcanique.

— **Dans ce secteur qui va de Tarhenanet au Sud jusqu'au confluent des O. Tagnert et Adarou au Nord** (l'angle obtus du triangle isocèle), la morphologie devient extrêmement confuse. La présence des trapps de l'Amdjer et de vastes coulées subhorizontales à l'Ouest des greniers de Tarhenanet et de l'Ilamane masque presque complètement le substratum. D'après les roches qui affleurent dans les vallées ou à l'Ouest de l'Amdjer, on peut constater qu'il ne s'agit plus de granite, mais de migmatites (O. Tekade, O. Temeslezente), ou de gneiss (à l'Ouest de l'Amdjer). Au contraire, au NE de l'Amdjer, où l'on retrouve le granite, se dresse un nouveau talus ESE-ONO, le long de l'oued Temeslezente, mais il n'est guère mis en valeur dans cette région où les escarpements se multiplient avec des directions extrêmement variées, dans les granites de la région de l'Ilamane et du Tahat.

On peut cependant retenir une conclusion importante : *tous les talus, depuis le Tessibent jusqu'à l'O. Temeslezente, sont liés aux roches granitiques, mais pas nécessairement à leur contact avec les roches voisines. Cependant, chaque fois que le talus recoupe des migmatites ou des gneiss, la dénivellation s'estompe.*

— **Le côté SO-NE du triangle comprend deux éléments successifs**. Au Nord du confluent des O. Adarou et Tagnert, il est extrêmement rectiligne, mais orienté SSO-NNE, car le talus est directement lié au grand accident de l'« Ouest Atakor », accompagné de zones de mylonites. Cet accident sépare effectivement un nouveau massif granitique, celui d'*Ifrak*, à l'Est, et des séries de gneiss et amphibolites à l'Ouest, et il est souligné, vers le N-NE, par la magnifique vallée de ligne de faille de l'O. Amassine. Mais, topographiquement, la région granitique se différencie surtout des reliefs gneissiques par son aspect de massif compact, aux vallées rares et étroites, plus que par des altitudes franchement plus élevées. En effet, les altitudes s'abaissent franchement vers l'Ouest, mais leur décroissance commence dès le massif d'Ifrak (1 950 à 1 870 mètres) et, dans les gneiss, on rencontre encore des sommets isolés, portant parfois des vestiges de coulées, vers 1 800 mètres (fig. 104). Tandis que cet accident se continue au NNE le long de l'O. Amassine, un autre talus sinueux et assez peu marqué s'oriente vers le NE à travers le granite d'Ifrak. Ce talus coïncide cependant avec une violente reprise d'érosion à partir de la haute surface prévolcanique, qui se manifeste surtout juste à l'Est du massif d'Ifrak où un faisceau très dense de filons de microgranite, complètement aplanis au Sud sous les trapps, se dégage progressivement en petites crêtes aigües et parallèles entre les O. Ifrak et Tidjilgaouine. On retrouve ensuite ce talus dans un autre massif de granite accolé aux filons, à 3 km à l'Est de celui d'Ifrak. Ce massif d'*Abdassène* rappelle l'Aheleheg par ses dimensions (12 × 5 km), mais il ne domine jamais les roches voisines. On remarque simplement qu'il a été débarrassé plus vite de la couverture de « vieux basaltes » qui subsiste en longs rubans sur les filons ou les crêtes de migmatites voisines. Au Nord, sa pente s'accentue au niveau du talus, et quelques alvéoles sableuses apparaissent sur sa bordure, dans une zone extrêmement diaclasée, surmontée par un cône strombolien récent (cote 1 821).

Ces divers talus d'importance très variable sont les seuls accidents topographiques importants malgré la succession des massifs granitiques le long de la face Ouest de la Koudia. Le modelé de détail varie énormément depuis les hauts pitons et les coupoles lisses du Torak ou de l'Abdassène, les vastes moutonnements irréguliers de la Taessa intérieure ou de l'Ifrak, jusqu'aux clochetons et aux accumulations de boules de la région de l'Ilamane. Mais on n'observe ni reliefs antérieurs au volcanisme (excepté deux pitons insignifiants dans l'Est de la Taessa), ni évolution postérieure évoquant franchement des formes d'érosion différentielle (excepté de très petits bassins isolés bordés d'escarpements raides). Pourtant les altitudes de ces massifs sont très variables : 1 800-1 850 mètres pour Tessibent, 1 900-2 000 mètres pour le Torak, 2 200-2 400 pour la Taessa, puis au Nord de la Koudia 2 000-1 900 pour l'Ifrak et 1 950-1 700 mètres pour l'Abdassène ; mais partout on constate qu'ils se dégagent progressivement de la surface prévolcanique et des trapps, comme s'ils avaient été totalement aplanis (ou à peine arrivés à l'affleurement ?) à cette époque. Même les sommets de la Taessa à 2 300-2 400 mètres sont couronnés par des empilements de trapps parfaitement conservés et à peine inclinés. Toute l'évolution de ces reliefs est donc postérieure a la surface prévolcanique et le facteur temps intervient certainement dans cette moindre individualisation de ces massifs. Dans chacun d'eux, une partie plus ou moins grande de la surface granitique reste enfouie sous les basaltes, à l'exception de l'Abdassène où les « vieux basaltes » sont cependant présents à très faible distance et plus haut que le granite. Cette couverture volcanique a permis aux réseaux hydrographiques d'ignorer totalement ces massifs qui sont tous traversés par les grands oueds qui rayonnent à partir de la Koudia, sans aucune modification de leur tracé. C'est une différence capitale avec l'In Tounine ou l'Aheleheg où ces mêmes basaltes arrivant à 250-300 mètres en contrebas des hauts sommets ont permis à l'O. In Daledje surimposé de s'échapper vers l'Est, et à l'O. Tarhaouhaout de se localiser entre les deux massifs. A partir de ces thalwegs qui se sont enfoncés rapidement dans le socle, l'érosion postérieure a vite repris même sur les flancs Nord des deux massifs et a accentué leur dégagement. On peut dire en schématisant à peine que cette reprise d'érosion post-volcanique favorise les inselbergs déjà existants antérieurement, mais s'oppose actuellement à l'apparition de nouveaux reliefs de ce type.

Cependant ces facteurs géomorphologiques ne suffisent pas à expliquer cette différence de comportement. Celle-ci provient également d'une modification des caractères de ces massifs granitiques par rapport a l'In Tounine et a l'Aheleheg, malgré des « airs de famille », puisqu'ils sont tous des granites « discordants ». En effet, *seuls Tessibent et Torak rappellent réellement la structure de ces deux massifs*, mais ce sont des unités de très petite taille que l'érosion commence seulement à dégager. Tessibent est formé d'un granite fin riche en pegmatites et présente des contacts nets qui

indiquent un massif typiquement intrusif. A Torak, les affleurements, plus étendus, montrent des faciès fins et grossiers et quelques manifestations pneumatolytiques (greisens) qui rappellent le NO de l'In Tounine. Les contacts sont très nets, excepté au NO (vers la Taessa) où la limite est marquée par des pegmatites parallèles au contact sans que les granites et les réseaux de diaclases soient différents de part et d'autre : J. Boissonnas (1963) pense que le massif de Torak se rattache à celui de la Taessa, mais il aurait simplement achevé sa cristallisation un peu plus tardivement.

M. Lelubre (1952, I, p. 210-214) rattachait *la Taessa* à un groupe de « granites de l'Atakor », frangés d'une faible auréole de migmatites. En fait, J. Boissonnas (1965) a montré que les contacts de ce granite avec l'encaissant restent nets la plupart du temps, avec toutefois un caractère moins manifestement intrusif qu'à l'In Tounine ou à l'Aheleheg. En particulier le contact au Nord avec le granite d'Ifrak est parfois assez difficile à discerner, tout en se révélant net quand on l'examine de près. Quoi qu'il en soit, la Taessa appartient encore à la même activité plutonique que l'In Tounine, mais les faciès du granite, tantôt fins, tantôt très hétérogènes, ne présentent plus la belle diversité et l'agencement logique mis en évidence à l'In Tounine, et surtout à l'Aheleheg. Cela peut provenir aussi bien d'une destruction plus profonde du batholite par l'érosion que d'une évolution bien différente lors de la mise en place du granite.

Le granite d'Ifrak s'éloigne bien davantage du type défini pour l'Aheleheg. Dans sa partie centrale il présente un faciès homogène à grain moyen, mais il prend des caractères migmatitiques sur les bordures : orientation des biotites qui « reproduisent les puissantes inflexions des migmatites » dans la partie Nord (J. Boissonnas), surfeldspathisation très banale de toutes les migmatites suggariennes, enrichissement du granite en enclaves de gneiss vers les bordures, etc. De même *le granite d'Abdassène* [1] présente des caractères mixtes : son faciès est différent de ceux d'Ifrak ou de la Taessa et si ses contacts sont généralement francs (annoncés souvent par des faciès de bordure), dans la partie Sud du moins, les minéraux gardent une orientation NNO-SSE parallèle à l'axe principal. Les filons de microgranite entre les O. Ifrak et Tidjilgaouine paraissent postérieurs au granite d'Ifrak et sont nettement recoupés par le contact d'Abdassène : comme ils se mettent généralement en place dans une phase de détente, il se serait écoulé un temps fort long entre les mises en place de ces deux massifs voisins (J. Boissonnas).

J. Boissonnas a cherché un fil directeur dans l'histoire fort complexe de ce chapelet de massifs granitiques. Il remarque en particulier une évolution du granite d'Ifrak à celui d'Abdassène, puis de Taessa :

— Le grain devient de plus en plus gros ;
— La texture porphyroïde s'accentue ;
— Les cristaux de même espèce ont tendance à se rassembler ;
— Enfin, les contacts sont de plus en plus intrusifs.

On peut donc penser que la formation de ces granites s'est nettement échelonnée dans le temps, alors que pour Taessa, Torak et Tessibent, on peut admettre à titre d'hypothèse une mise en place progressive du Nord au Sud de granites très apparentés les uns aux autres. Cette succession chronologique expliquerait d'ailleurs les formes d'érosion moins amples de la Taessa par rapport à l'Aheleheg ou à l'In Tounine. En effet, par suite de contraintes un peu plus fortes lors d'une cristallisation précoce, un réseau de diaclases plus dense serait apparu, atténuant considérablement l'influence des facteurs pétrographiques et en particulier celle des granites fins porphyroïdes dont le rôle est si important dans le relief de l'In Tounine.

Pour toutes ces raisons complexes, ces divers massifs n'ont pas connu l'évolution originale de l'In Tounine et de l'Aheleheg, et ils restent plus étroitement tributaires de l'évolution générale de l'Atakor.

I. — TESSIBENT, TORAK ET LE « MASSIF » DE TAESSA [2].

Ces trois massifs ont encore un « air de famille » au point de vue structural comme nous venons de le voir et présentent une dissymétrie qui rappelle celle de l'In Tounine. En effet dans leur moitié NE, encore recouverte de basalte, des faciès de granite fin associé à une topographie de coupole

1. Indiqué comme « granite mixte » sur la carte géologique du B.R.G.M. au 1 500 000, il est appelé par erreur « granite d'Ifrak » dans la notice (C. Reboul, H. Moussu et L. Lessard, 1962, p. 24), alors que l'O. Ifrak coule nettement plus à l'Ouest.

2. Nous appelerons « massif » de la Taessa la partie compacte de ce batholite au Sud de l'O. Indegane, par opposition à la région des « grandes vallée » plus au Nord.

régulière font penser à une surface très voisine de l'ancien « toit ». Au contraire, à leur bordure SO, les granites ont été aplanis en vastes pédiments (Tessibent ou Torak) ou bien se terminent par un talus très brutal (Taessa). Il est difficile de dire si cette dissymétrie est originelle ou due à l'érosion.

A. — LE TESSIBENT EST UN EXEMPLE EXTRÊMEMENT SCHÉMATIQUE

Il a l'allure d'une longue amande surmontée par le relief ruiniforme du dyke (?) phonolitique de Tasabat (1 933 mètres). Le contact avec l'encaissant est bien visible sur photo aérienne (NF 31, XVIII-XXIV, n° 33) mais, il n'est pas mis en valeur par l'érosion. En effet la surface pré-basaltique recoupe rigoureusement granite et migmatites à la même altitude et les oueds, rares, traversent la zone de contact avec une complète indifférence. Toute la partie orientale du batholite est formée de granite extrêmement fin résistant à l'érosion [1] et, excepté l'évidement de quelques diaclases, cette région reste très proche de la forme originelle du batholite. Les diaclases sont pourtant abondantes, surtout NE-SO, perpendiculaires à l'axe du batholite, mais en général, elles ont été remplies par des éléments pneumatolytiques (greisen) et par de très petits filonnets de pegmatites (1 à 5 cm d'épaisseur). Un filon de quartz logé dans une fracture régionale n'est pratiquement pas mis en valeur dans ce granite résistant.

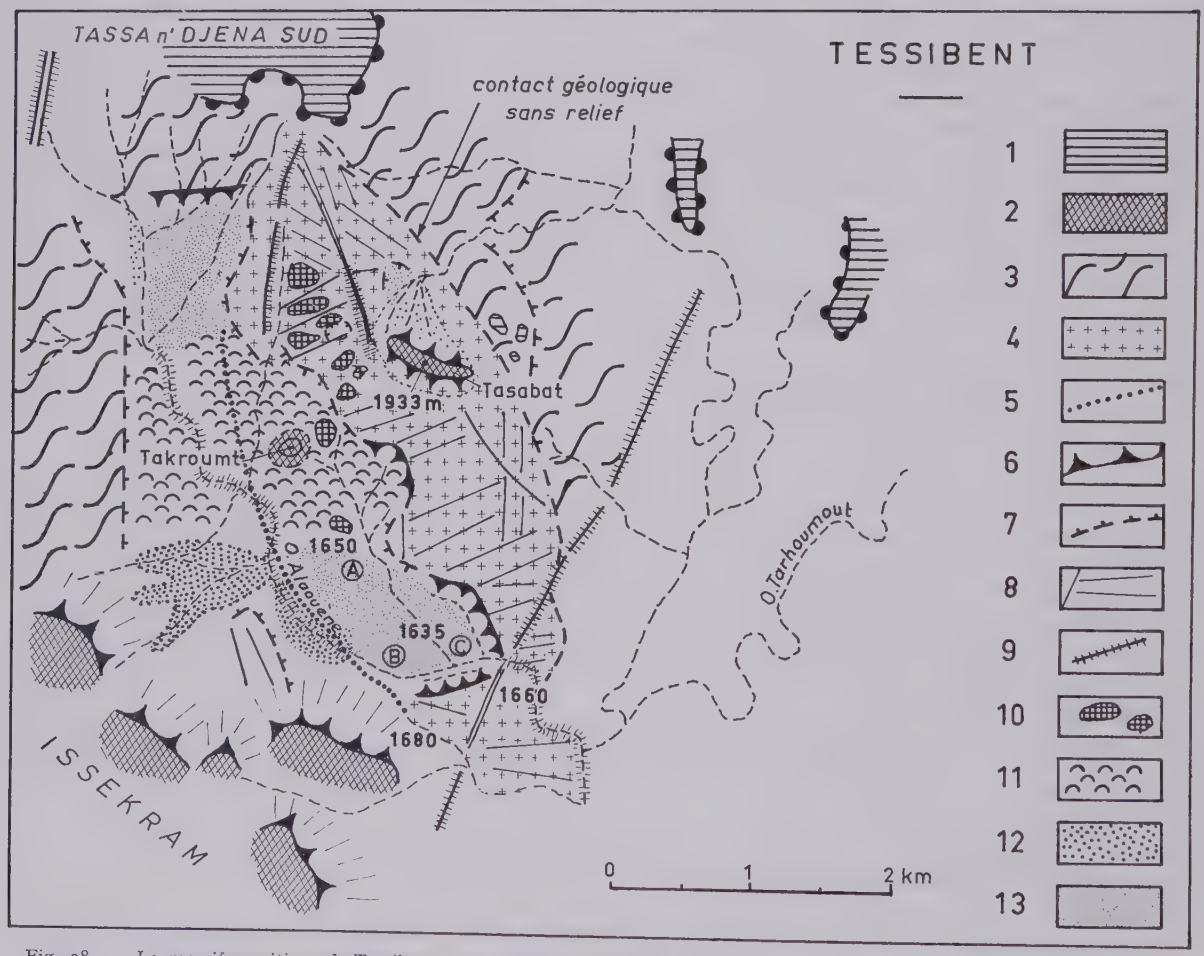


Fig. 98. — Le massif granitique de Tessibent : 1 - les « vieux basaltes » des plateaux ; 2 - les coulées phonolitiques de l'Issekram ; 3 - schistes cristallins ; 4- - granite intrusif ; 5 - limite supposée du batholite ; 6 - forte dénivellation ; 7 - petit talus d'érosion ; 8 - principales diaclases ouvertes ; 9 - filon ; 10 - petit relief individualisé ; 11 - zone peu accidentée (ondulations, légères collines) ; 12 - alluvions grossières ; 13 - alluvions sableuses.

1. L'échantillon n° 3 007 B.R.M.A. prélevé au NO du Tasabat est riche en quartz, avec des microclines altérés en baguettes automorphes très enchevétrées, de l'albite aussi abondante que le microcline, pratiquement pas de biotite (remplacée par les autres minéraux) et de la muscovite (P. Vialon).

Cependant à l'Ouest de Tasabat, apparaît un faciès plus grossier, porphyroïde, qui donne les seuls reliefs un peu différenciés du massif. Puis, plus à l'Ouest, affleure le granite plus franchement grossier et cette zone correspond à des reliefs médiocres, simples pustules sur une surface en voie d'aplanissement. Le recul du talus d'érosion assez raide donne une allure dissymétrique au massif qui est due essentiellement à l'évolution morphologique car les contacts avec l'encaissant sont, selon P. Illy (1955-56) très rectilignes et abrupts à l'Est alors qu'à l'Ouest, de nombreux filons et quelques pointements de granite prouvent que le contact descend plus lentement. C'est un fait général que ces massifs sont toujours plus attaqués à l'Ouest.

Pourtant aux deux extrémités de cette bordure Ouest, drainée par l'O. Alaouène, les talus prennent des tracés rectilignes et au SE apparaît une forme losangique extrêmement curieuse. Ce petit bassin géométrique de 800 mètres de côté n'est que le premier d'une série que nous rencontrerons dans ces contreforts de la face Ouest. Son étude aboutit à de curieuses observations :

— *L'O. Alaouène recevant pourtant de gros apports de débris phonolitiques de l'Ouest,* n'est pas repoussé vers la partie orientale de ce bassin, mais s'encaisse dans ces épandages de blocs.

— Sur les bords de l'oued, on observe la terrasse limoneuse brune ou noire et surtout de larges accumulations de la terrasse graveleuse. Sous celle-ci affleurent parfois *un à deux mètres de fines alluvions lacustres blanches,* contenant sans doute beaucoup de cendres volcaniques. Ces dépôts sont légèrement inclinés vers l'Est, sens du drainage actuel.

— Divers puits forés par le B.R.M.A. dans ce bassin d'environ 15 à 18 ha, ont rencontré entre 0,75 et 5,25 mètres, des alluvions sableuses à galets de quartz, de granite intrusif, de migmatites et surtout de roches volcaniques. Puis au-dessous de 5,25 mètres, commence une « argile verdâtre » à lentilles sableuses d'origine certainement lacustre [1]... et à 22,5 *mètres dans le puits B, le puits a été abandonné sans arriver au bout de cette accumulation.* Or le seuil rocheux à l'aval, au niveau de la plaine interdit de penser à un barrage postérieur de la vallée et nulle part on ne peut envisager un creusement à cette profondeur sur les autres bordures [2]. Comme le surcreusement fluvial est impossible, il paraît très difficile d'admettre que ce bassin a été creusé par érosion fluviatile.

— *Enfin, les talus d'aval sont verticaux sur 15 à 20 mètres et en un point, un pointement basaltique (?) très discret apparaît dans une diaclase.* Ce petit bassin se situe d'autre part au pied du plus gros massif phonolitique de l'Atakor, l'Issekram et juste au Nord se trouve le cumulo-dôme du Takroumt.

Une conclusion paraît s'imposer sur l'origine volcano-tectonique de cette petite dépression enfoncée à l'emporte-pièce dans ce batholite... Mais il est préférable d'apporter d'autres pièces au dossier avant de conclure.

B. — LA MORPHOLOGIE DU TORAK EST LÉGÈREMENT PLUS COMPLEXE

1) *LA BORDURE OCCIDENTALE EST BIEN PLUS ATTAQUÉE QU'A TESSIBENT :*

Les photos XVIII-XXIV, nº 76-77 permettent en effet de voir, à l'Ouest du batholite, une zone parsemée de tâches blanches et aplanie sur une largeur d'un kilomètre environ. Il s'agit d'un très ancien pédiment inactuel qui vers le SO se continue sur les roches encaissantes et, de proche en proche, passe sous les grands plateaux basaltiques du Tassa n'Djena. De nombreux oueds perpendiculaires à l'axe du batholite débouchent sur ce pédiment par des gorges liées à de grandes diaclases transversales. Mais, dans la traversée du pédiment, ils restent encaissés dans d'étroites rainures à partir desquelles le ruissellement est en train de détruire les derniers vestiges de granite désagrégé. La surface de cet ancien pédiment est donc très accidentée dans le détail par des quantités de chicots rocheux et de petits reliefs troués de taffonis.

Ces taffonis si abondants sont dus à une désagrégation granulaire particulièrement forte dans un granite grossier, parfois même très grossier. En effet ce granite est formé de gros cristaux de feldspaths (microclines perthitiques et pœcilitiques) et de grands amas de quartz globuleux. Au contraire les plagioclases (albite) forment seulement de petites baguettes. Les biotites ont tendance à se rassembler ; elles sont souvent chloritisées et parfois presque complètement détruites. Des fissures extrêmement nombreuses, fines, orientées en tous sens parcourent les quartz (90 à 100 % des quartz, donnant un indice de fissuration de 2,5 à 3) et un peu moins les

1. En fait il s'agit plutôt d'un limon, essentiellement silicieux avec environ 10 % d'argile. Un des puits, non précisé, aurait même atteint 25,4 mètres dans ce dépôt.

2. D'ailleurs l'examen de deux autres puits nous l'a confirmé : en A, en amont, sous 5 mètres de terrasse graveleuse, on rencontre jusqu'à plus de 10, 3 m une arène granitique pulvérulente et blanchâtre qui paraît être un alluvionnement venu du massif en bordure du lac. En C à l'aval, on ne rencontre plus que 0,7 à 1 mètre de très gros galets enrobés dans des limons brunâtres, reposant sur le bed-rock.

feldspaths dont les clivages sont parfois finement décollés (M. Ters). Cette fissuration est certainement un élément de fragilité très important qui aide à la désagrégation de ce granite grossier et homogène [1].

Ce granite s'est donc comporté en roche « tendre » et se trouve aplani au même niveau que le granite migmatitique encaissant. Celui-ci est pourtant un granite fin ou porphyroïde, orienté, avec des microclines pœcilitiques très abondants, mais il est très fortement écrasé (P. Illy, 1955-56). Cet écrasement est peut-être en relation avec un réseau extrêmement dense de diaclases orientées NS principalement et qui affecte indistinctement les deux granites. Dans le granite intrusif, ces diaclases si nombreuses oblitèrent pratiquement les systèmes originels du batholite, excepté quelques joints transverses.

Ces caractères pétrographiques expliquent, en partie au moins, le comportement identique de ces deux granites. Le contact, pourtant extrêmement franc du batholite n'a été exploité ni dans la topographie, ni par le réseau hydrographique.

2) *LA PARTIE CENTRALE EST BIEN PLUS ACCIDENTÉE :*

En arrière de cet ancien pédiment (1 720 à 1 750 mètres) se dresse un talus de 150 à 200 mètres qui correspond assez exactement avec la disparition des diaclases denses du piedmont. Les lourdes coupoles ou les sommets arrondis, qui surmontent le talus, apparaissent sur photo aérienne comme des sortes de noyaux résistants alignés dans l'axe du batholite et ayant résisté aux phases de fracturations postérieures. En plus des grandes diaclases courbes qui expliquent leurs formes on n'observe en effet sur ces reliefs que les diaclases transversales et longitudinales « normales » dans ce genre de massif intrusif. La juxtaposition de ces reliefs plus résistants explique l'existence du talus et son tracé à redans [2].

Ces gros reliefs à versants lisses paraissent correspondre aussi à un granite à grain plus fin, devenant plus ou moins porphyroïde. Les gros quartz globuleux semblent plus espacés et séparés par des zones plus finement cristallisées et la couleur plus claire de ces granites indique une moindre importance des biotites. Sur la coupole située juste au Sud de la gorge de l'O. Temmesse Medjak le sommet étonnamment plat paraît correspondre à une différenciation du type « faciès de coupole » de l'Aheleheg, tandis que sur le long versant lisse descendant vers le pédiment, le granite devient porphyroïde fin, puis franchement grossier vers le bas. Il y a donc au moins en ce point, un rôle très important de l'érosion différentielle, mais faute d'observations plus nombreuses, on ne peut que suggérer, par comparaison avec l'Aheleheg et l'In Tounine, l'hypothèse d'une conformité de ces lourds reliefs avec l'ancien « toit » du batholite.

Ces lourds reliefs s'individualisent aussi, mais moins nettement par rapport à la partie orientale du batholite où se creusent les « bassins de réception » des principaux oueds. Ces zones légèrement déprimées sont dues à une augmentation du nombre des diaclases longitudinales et surtout transversales qui ont multiplié la densité du réseau hydrographique élémentaire. Mais l'absence de désagrégation granulaire dans ce granite plus fin, maintient la raideur des talus et multiplie le nombre des petites crêtes rocheuses. Le relief s'abaisse donc légèrement [3] mais en restant très accidenté sans aucune alvéole sableuse. Entre les hautes vallées, les interfluves s'élèvent lentement vers de nouveaux reliefs qui constituent un second gradin très irrégulier par lequel on accède à une haute surface prébasaltique conservée sur l'encaissant à l'Est vers 2 050 mètres.

3) *LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF EST ENCORE INCORPORÉE A LA HAUTE SURFACE PRÉVOLCANIQUE :*

En effet malgré un contact net (souligné par une vallée sableuse tronçonnée récemment), LE GRANITE INTRUSIF N'EST PAS EN RELIEF, mais souvent plus bas par rapport au granite migmatitique encaissant. Or tout semble indiquer que le granite intrusif est plus résistant :

a) *Il présente souvent un faciès plus fin au voisinage du contact,* en particulier au NO. Là, un vrai granite fin affleurant au même niveau que l'encaissant, est traversé en gorge très étroite par l'O. Temmesse

1. Une analyse au porosimètre à mercure (C. Guez) donne une porosité de 1,75 % (dont 1,6 pour les micropores) dans ce granite et seulement de 0,7 pour le granite des sommets (0,55 pour les micropores). A très fort grossissement (G. Deicha) on remarque quelques grosses lacunes primaires et des alignements de petites inclusions (mais le dégagement gazeux par écrasement des quartz est faible) qui peuvent aussi expliquer cette porosité.

2. Quatre grands joints transverses de 4 à 5 km de long découpent le batholite en cinq « tranches » de 1,5 à 2 km de large. Sur chacune d'elle un lourd relief limite le pédiment à une distance plus ou moins grande de la limite Ouest du batholite (XVIII, XXIV, n° 77).

3. A 1 850 mètres environ, donc à la fois plus haut que le piedmont Ouest (environ 1 750 mètres) et plus bas que les hauts sommets (2 000 mètres).

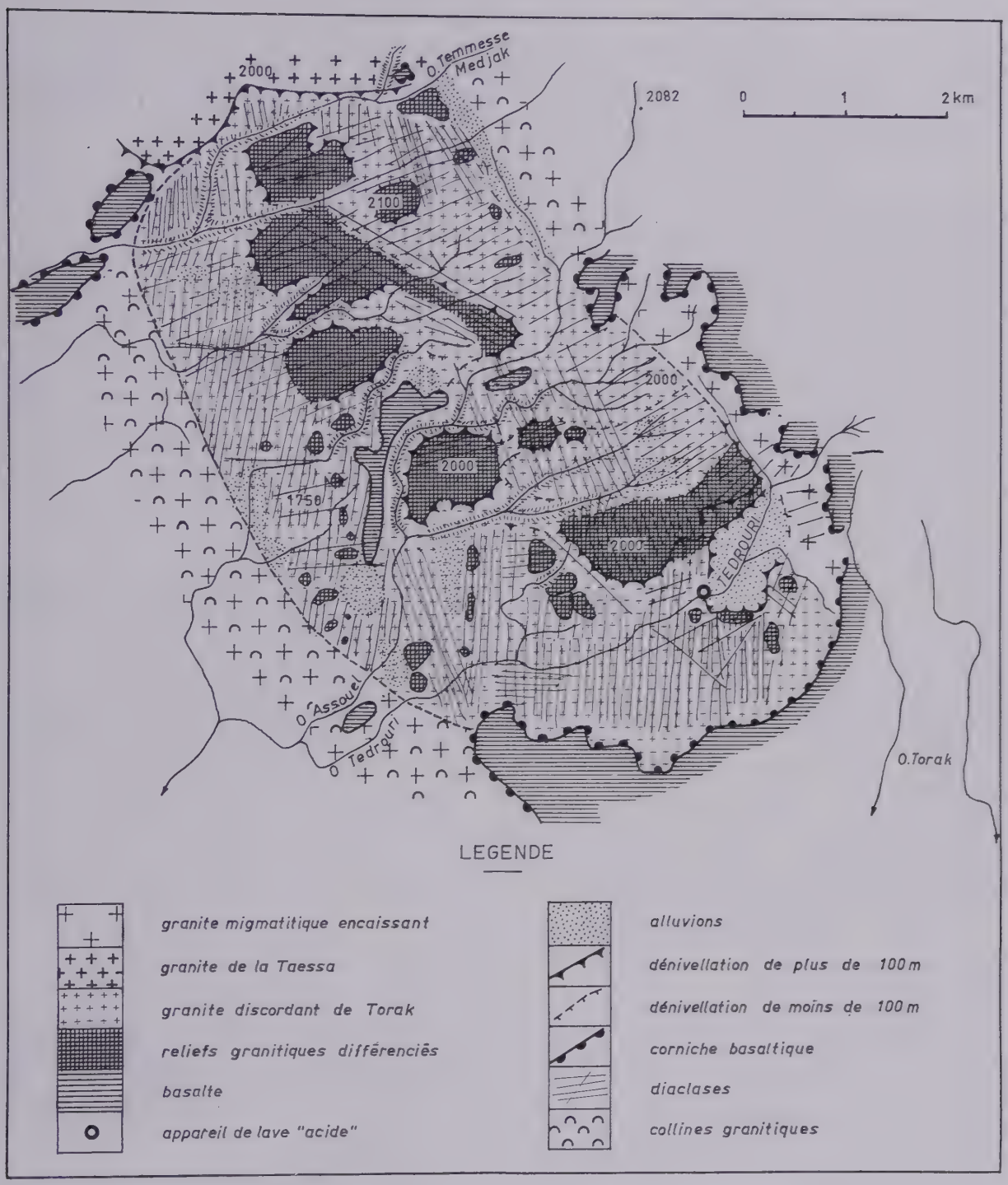


Fig. 99. — Le massif granitique de Torak et la dépression de Tedrouri.

Medjak et donne, vers le SO une falaise de plus de 80 mètres au-dessus du confluent de l'O. Temmesse Medjak et de son principal affluent, à l'intérieur du batholite [1]. Ses versants raides de grandes dalles lisses dépourvues d'éboulis font penser à un granite particulièrement résistant [2].

b) *Au contraire le granite migmatitique encaissant qui conserve la surface pré-basaltique à peine dégradée, a de nombreuses raisons d'être une roche peu résistante.* C'est un granite à gros cristaux et à biotite abondante qui paraît assez sensible à la désagrégation granulaire. Ses cristaux de quartz sont assez fissurés ; ceux de feldspaths sont très fissurés et présentent des clivages décollés. La biotite est plus ou moins chloritisée et les feldspaths très séricitisés (M. Ters).

Le granite encaissant se dégage a peine des grandes coulées basaltiques qui s'étendent a l'Est de la Taessa. Elles forment un ensemble complexe où de vieilles coulées subhorizontales et assez altérées voisinent avec des « coulées de pente » (*Cf.* p. 339) légèrement inclinées et plus récentes. C'est une de ces dernières reposant sur quelques mètres de sables quartzeux rougeâtres (renfermant une argile de type illite) qui s'avance jusque dans le massif intrusif. On peut suivre cette coulée par ses mesas jusque sur le pédiment de Torak. Elle est formée du même basalte à olivine en haut et en bas, et sur le pédiment, elle repose également sur des sables à gros galets de quartz, enrobés dans des limons rouges bruns. Cette coulée semble s'être écoulée par une très ancienne vallée de l'O. Assouel à une époque où celui-ci débouchait sur une surface à une vingtaine de mètres plus haute que le pédiment actuel. Une autre coulée du même genre paraît avoir suivi le cours de l'O. Temmesse Medjak et subsiste sous forme de mesas à environ 25 mètres au-dessus du pédiment. On doit donc en conclure que la topographie du massif de Torak était déjà esquissée à l'époque de « ces coulées de pente ». Mais il est impossible de dire si cette forte dénivellation était un talus plus ancien subsistant sur la vieille surface pré-basaltique ou si elle résulte d'une déformation des surfaces pré-volcaniques qui l'encadrent à 2 050 à 2 100 mètres au Nord et 1 750 à 1 700 mètres au Sud.

Comme a Tessibent, on retrouve, sur la bordure SE, une dépression a l'emporte-pièce de dimensions tout à fait semblables (500 mètres sur 1 km) : Tedrouri.

a) *La forme ici est rectangulaire* avec des parois verticales à l'Ouest, au Sud et au SE où des diaclases verticales donnent des reliefs de piliers ou de clochetons. La relation entre les bordures rectilignes NS et le vaste champ de diaclases précisément NS qui affecte toute l'extrémité Sud du batholite est évidente. Mais peut-on penser qu'une plus grande densité de diaclases ici suffise à expliquer ce curieux bassin ?

b) *Dans un faisceau de diaclases particulièrement dense de la bordure Ouest de ce bassin, on observe un véritable appareil de trachyte* arasé mais parfaitement visible (XVIII-XXIV, n° 76). Ce culot volcanique est entouré de brèches et de projections (fig. 133) qui vers l'intérieur du bassin passent à des dépôts lacustres finement stratifiés contenant de minuscules débris anguleux de verre volcanique mais aussi des Diatomées (*Cf.* p. 481).

c) *Or des puits ont été forés dans ces alluvions* par les prospecteurs du B.R.G.M. (M. Roumy) jusqu'à plus de 20 mètres sans en atteindre le fond. Il s'agit toujours de très fins dépôts blanchâtres en plaquettes plus ou moins régulières, comme à Tessibent. Ici également il ne peut pas être question d'une érosion fluviatile puisque l'O. Tedrouri en aval n'est qu'une très mince rainure à fond rocheux sans rapport avec l'ampleur et la perfection de ce bassin.

d) *Enfin ces alluvions ont un « pendage » indiscutable de 5 à 7 %* environ vers l'Est c'est-à-dire en sens inverse du drainage actuel. Il semble assez difficile d'admettre que cette pente puisse être celle du dépôt originel.

Ce bassin rectangulaire enfoncé de 80 à 150 mètres entre les parois extrêmement raides est encore plus troublant que celui de Tessibent. La liaison avec le volcanisme est ici évidente, mais cette forme rectangulaire ne ressemble pas à un « maare » et d'ailleurs il n'y a pas de débris sur les bordures [3]. Puisque les brèches volcaniques remplissent (très partiellement) le bassin, on doit penser que sa formation est antérieure à l'apparition de l'appareil acide, même si celui-ci a légèrement rejoué par la suite (déformation des alluvions). Cet appareil d'ailleurs est venu se loger là où la roche était le plus diaclasée. Mais la cause initiale de ce profond bassin géométrique nous échappe.

1. Dans l'étroite dépression de ce confluent affleure en effet un granite à grain plus grossier qui passe au granite fin soit par l'intermédiaire d'un faciès porphyroïde, soit brutalement avec des nids de pegmatites au contact (observation de J. Boissonnas).

2. Ses cristaux de quartz et de feldspaths (microcline abondant, albite) sont cependant assez fissurés (50 % des quartz, coefficient 2,5), mais les fissures sont généralement remplies d'oxydes de fer. Les quartz du granite encaissant seraient fissurés à 90-100 % mais avec un coefficient de 1,7 seulement (C. Guez).

3. Il est vrai qu'à Madagascar, R. Battistini (*A. de Géog.*, 1962) signale un cratère rond dans les gneiss (lac Ilempona) sans trace de projections, « certaines manifestations ultra-vulcaniennes pouvant entraîner une pulvérisation complète des débris ».

C. — LA TAESSA : UN RÉSUMÉ DE TOUTE L'ÉVOLUTION DE CES MASSIFS GRANITIQUES

1) *LE MASSIF DE LA TAESSA EST CERTAINEMENT LE PLUS COMPACT DE TOUS.*

Il se dresse à 2 200-2 250 mètres comme un gros bastion impénétrable entouré de fortes dénivellations : plus de 200 mètres au SO, environ 100 mètres au-dessus du Torak et vers le NE une centaine de mètres avec des pentes plus douces qui traduisent cette dissymétrie générale de tous ces massifs. Entre les gorges impraticables de l'O. Temmesse Medjak au SE et le magnifique « canyon » granitique de l'O. Indegane au NO, il n'existe aucune vallée importante, mais seulement de petits torrents calqués sur des lignes de faiblesse du granite.

CETTE EXTRÊME MASSIVITÉ TRADUIT CERTAINEMENT UNE RÉSISTANCE PARTICULIÈRE DE CE GRANITE, qui est difficilement explicable :

a) *C'est en effet un granite à structure grenue assez grossière* avec des quartz extrêmement abondants en agrégats grossiers, des orthoclases perthitiques en plages xénomorphes, aussi abondants que les plagioclases (albite/oligoclase) en baguettes. La biotite rassemblée est en général chloritisée (P. ILLY, 1955-1956).

b) *En quatre points au Nord, au Centre, au SO et au SE affleure un granite fin* (fig. 100) semblable au granite fin si résistant des autres massifs. Ce granite contient quelques porphyroblastes de quartz et feldspaths, avec de petits cristaux de quartz globuleux isolés et corrodant les autres cristaux (resilicification) et des orthoclases finement perthitiques et kaolinisés. Les plagioclases sont rares et xénomorphes, la biotite est chloritisée et corrodée. Or ce granite fin ne donne aucun relief particulier et se différencie seulement par un réseau de diaclases plus denses à orientations plus variables qui détermine un débit en tours ou en « doigts ».

c) *Le granite porphyroïde, si résistant ailleurs,* est ici le seul granite que l'érosion ait réellement attaqué : il affleure en auréole à l'Ouest, au Nord et à l'Est et donne au Nord cette grande coupure de l'O. Tidri qui sépare ce « massif de la Taessa » de la région de l'Ilamane et, au SO, des reliefs ruiniformes attaqués par le ruissellement. Pourtant, il ressemble au granite porphyroïde cité ailleurs, mais il est beaucoup plus sensible à la désagrégation granulaire [1].

L'« échelle de dureté » progressivement établie dans les massifs précédents est donc ici complètement inversée. On ne peut pas invoquer une moindre importance des diaclases car celles-ci sont si denses, orientées de façon si variées qu'elles ont totalement oblitéré un éventuel réseau originel (NF 31-XVIII-XXIV n° 87). Cette densité dépasse même celle du Plateau d'In Tounine et le rapprochement de ces deux reliefs, les plus compacts de tous, a de quoi décourager toute recherche d'un rôle éventuel des diaclases dans la résistance des granites...

CE GRANITE EST MAL DÉGAGÉ, MÊME VERS LE S.O. PAR SUITE DE LA RÉSISTANCE PARTICULIÈRE DES ROCHES ENCAISSANTES :

1) **A l'Ouest,** la très large vallée de Tarhenanet est perchée à plus de 150 mètres au-dessus du piedmont SO et cet étagement de deux piedmonts rappelle exactement le cas de la plaine de Takacherouet perchée au-dessus de la vallée de l'O. Aguentor (à l'Ouest de l'In Tounine). En effet, la vallée de Tarhenanet est bloquée à l'aval par la traversée d'un massif de granite migmatitique particulièrement résistant ici :

— *L'O. Tarhenanet traverse l'auréole de migmatites puis une série de petites plainettes étagées* et de gorges dans ce granite (XVIII, XXIV, n° 86). Celui-ci est nettement orienté, bien cristallisé avec des phénocristaux de microcline (1 à 1,5 cm), des quartz assez arrondis (0,2 à 0,5 cm) et groupés en amas, des plagioclases moins abondants et enfin très peu de biotite. On remarque sur le terrain des zones bien moins cristallisées qui font penser à un granite porphyroïde à pâte fine, et des filons de microgranite qui fournissent de gros éboulis anguleux.

— *Plus encore que le granite lui-même, son enveloppe de migmatites au NE (sous la haute mesa 1 950 m) et de granite fin au SE et au Sud ont arrêté la progression de l'érosion* à partir du niveau inférieur. En effet sur son flanc Sud, le granite migmatitique est bordé par un granite à grain très fin que l'O. Tarhenanet franchit par une gorge profonde et rectiligne. Ce granite très résistant donne des séries de petits massifs de 40 à 60 mètres à versants lisses au-dessus des roches voisines et constitue un rebord bien visible sur photo aérienne (XVIII, XXIV, n° 85)

L'érosion n'a donc pas pu progresser de ce côté et la surimposition de l'O. Tarhenanet a retardé l'adaptation à la structure. Cette adaptation s'effectue très lentement par un petit affluent de l'O.

1. Le granite porphyroïde de Tarhenanet réagit exactement comme celui de la Tefedest à l'Est d'In Ekker avec une désagrégation en grands cristaux de feldspaths intacts jonchant d'immenses pédiments presque réguliers. Au contraire les granites porphyroïdes du Tesnou dans un granite très orienté, donnent des coupoles lisses et des dômes totalement indépendants de l'orientation des cristaux et liés seulement au jeu des grandes diaclases, exactement comme dans l'In Tounine ou l'Aheleheg.

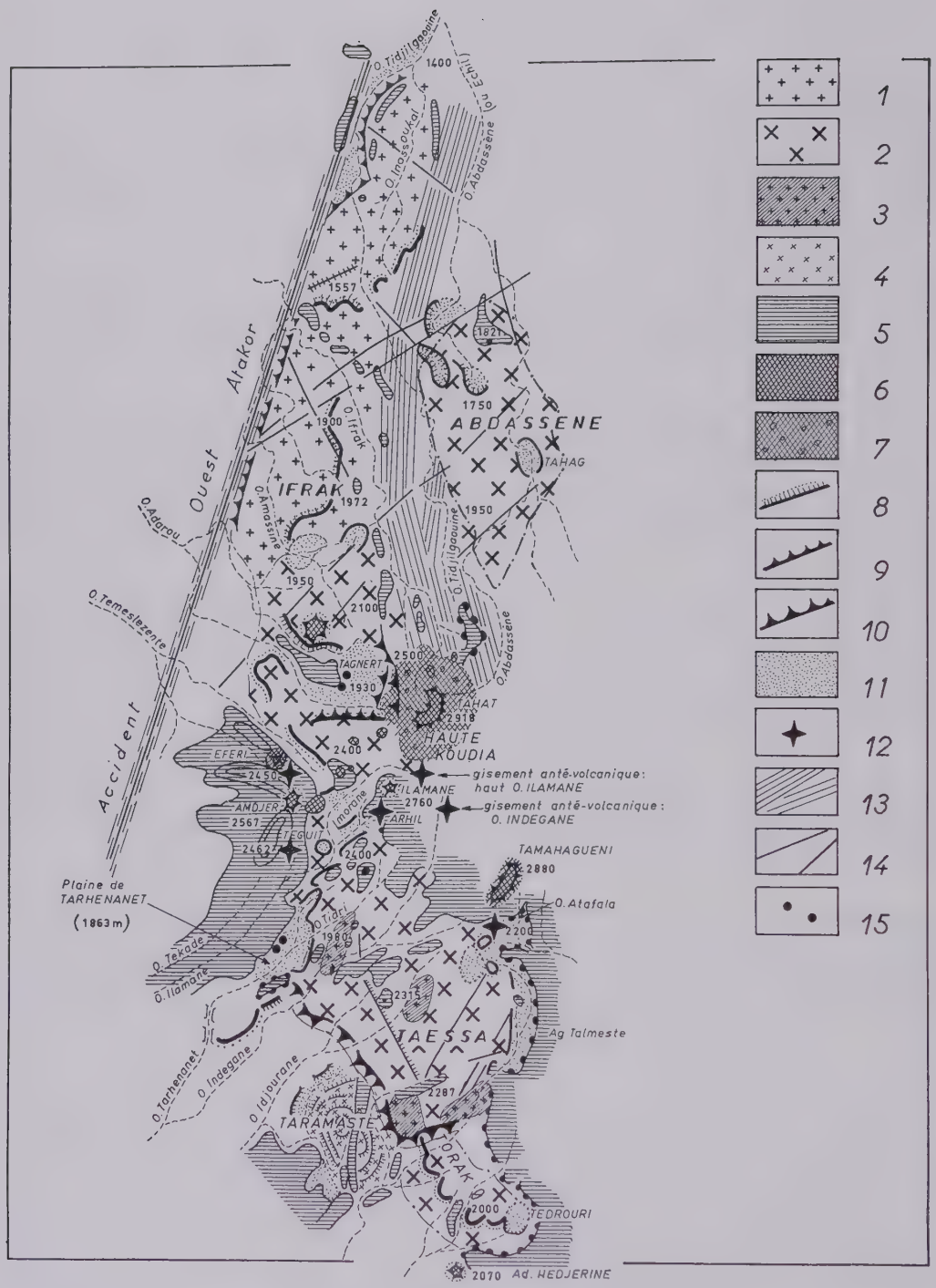


Fig. 100. — Les contreforts granitiques de la face Ouest de la Koudia : 1 - granite du massif d'Ifrak ; 2 - granite de la Taessa et du massif d'Abdassène ; 3 - zones de granite fin cartographiables ; 4 - lopolite de Taramaste (gabbro) ; 5 - laves basaltiques (indifférenciées ici) ; 6 - roche volcanique « acide » ; 7 - grands versants d'éboulis phonolitiques (Tahat) ; 8 - talus d'érosion ; 9 - talus topographique de moyenne importance (80-100 mètres) ; 10 - talus très important ; 11 - alvéole sablonneuse ; 12 - gisement d'alluvions antévolcaniques ; 13 - filons de microgranite ; 14 - grandes fractures ; 15 - cône strombolien très réçent. Echelle approximative : 1/350.000.

Indegane qui, exploitant une ligne de faiblesse au niveau du contact du massif de Taessa, menace de capturer le haut pédiment de Tarhenanet (NF 31-XVIII-XXIV nº 86).

2) **Au Sud, le massif de roches vertes du haut O. Taramaste a empêché le développement d'un piedmont continu**. En effet, entre le magnifique pédiment de Torak et les formes adoucies d'un ancien pédiment très disséqué au pied de la Taessa (O. Taramaste et Indegane), s'élève une lourde coupole d'une centaine de mètres qui interrompt l'aplanissement. Ce massif elliptique de 5-6 km de diamètre est directement accolé à la Taessa, comme un grand contrefort :

— *Sur photo aérienne (NF 31-XVIII-XXIV nº 78), ce massif présente l'allure très originale d'un*

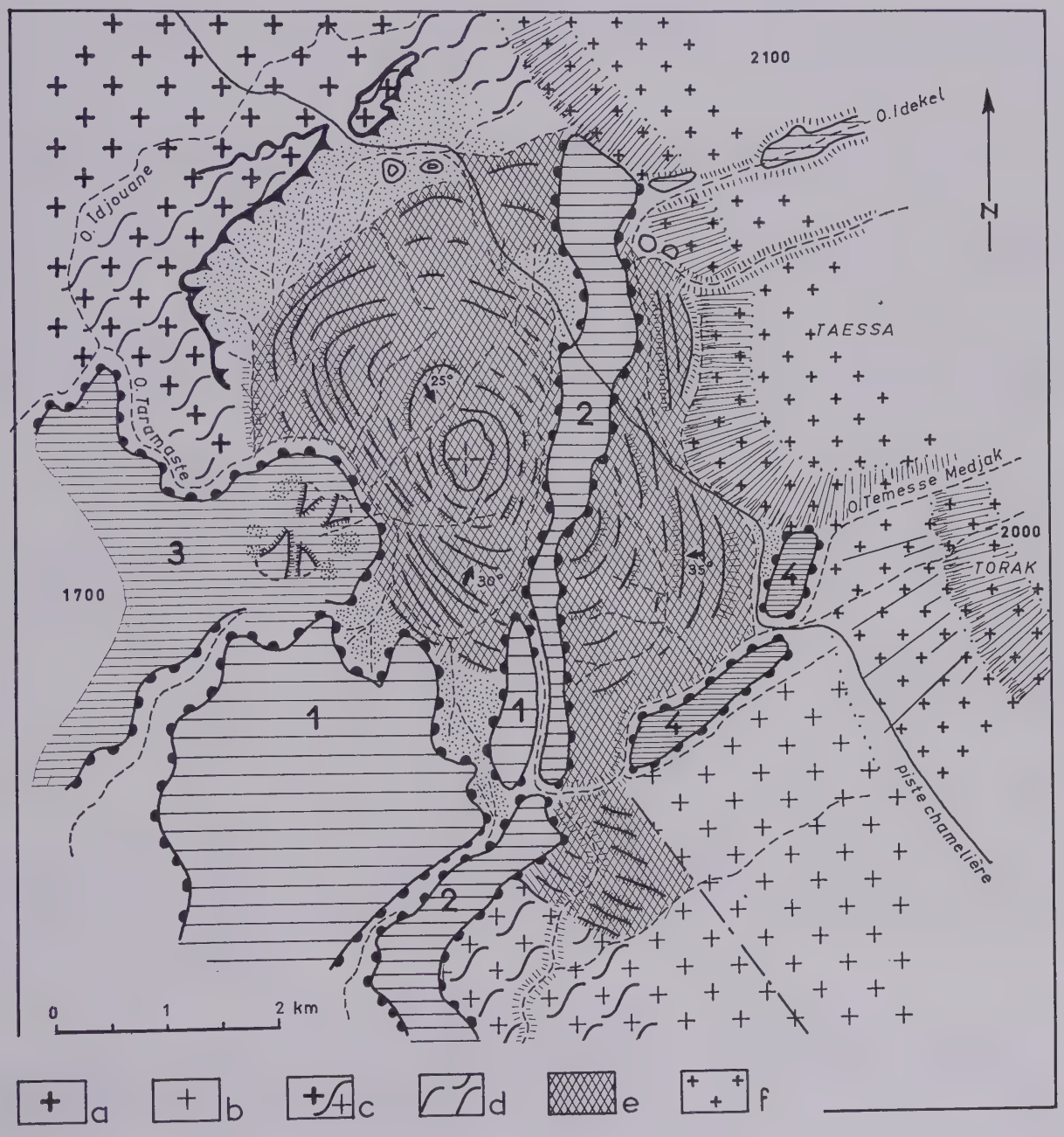


Fig. 101. — Le massif de gabbros de Taramaste : 1 - granite migmatitique du Taramaste ; b - granite migmatitique du Sud de Torak ; c - migmatites ; d - amphibolites ; e - gabbro ; f - granite intrusif de Torak et de la Taessa.

empilement d'assiettes ou d'un bulbe d'oignon tranché. Il s'agit de la structure en entonnoir (pendage de 25° environ) du plus beau lopolite du Hoggar [1].

— *Cet empilement est formé de deux sortes de roches* qui alternent pour donner une stratification que l'érosion a mise en valeur. Les petites falaises sont dues à des pseudo-bancs de gabbros charnockitiques, roche très riche en fer (hornblende, biotite, magnétite). Les cristaux, de taille moyenne, se lobent comme un véritable puzzle et donnent à la roche une structure extrêmement engrenée qui s'oppose à la désagrégation granulaire : ces gabbros se débitent uniquement en gros blocs. Au contraire, les replats sont formés de gabbros non charnockitiques et sans olivine, à grain plus grossier, altérés et cataclasés. La puissance totale de ces pseudo-couches est évaluée à plus de 800 mètres par M. Meindre.

— *Malgré la perturbation apportée par les coulées volcaniques récentes, ce relief paraît très bien conservé depuis son exhumation.* Son sommet actuel correspond au cœur du lopolite (1 800 mètres), et cette résistance particulière des roches vertes est un fait assez général au Hoggar, comme en Mauritanie [2]. Puisqu'ici ce massif est plus bas que le talus de la Taessa, il est intéressant de chercher de quand date sa mise en relief (carte).

— *Ces gabbros sont bien plus résistants que les bandes d'amphibolites subverticales interstratifiées avec des gneiss* qui bordent la Taessa plus à l'Ouest (contact par faille). Ces « amphibolites migmatitiques à faciès diorite » (P. Illy) ne donnent que de petites crêtes ou collines en contrebas du piedmont de la Taessa. On peut penser que la hornblende verte, corrodée par des plagioclases, est ici un élément de moindre résistance, mais il y a surtout la différence de structure et de texture qui intervient entre les gabbros et ces migmatites. Or, au Sud-Ouest, ces migmatites passent à un granite migmatitique à amphibole qui n'est guère plus en relief qu'elles [3] :

On distingue en lame mince une ancienne diorite (avec ses feldspaths calciques et petits, ses amphiboles transformées en chlorite et épidote secondaires, ses cristaux de sphène et d'ilménite) où se sont développés de grands plagioclases (1,5 à 3 cm) englobant les petits feldspaths calciques. Ces grands cristaux sont très séricitisés et altérés par une altération profonde car ils sont tout bordés de muscovite. Des microclines moins abondants et très frais apparaissent également ainsi que de petits quartz qui occupent les vides et « rongent » les plagioclases (M. Ters).

Il semble, après comparaison de ces trois roches riches en ferromagnésiens, que l'on puisse conclure que, dans les conditions qu'a connu cette bordure de la Taessa :

— *La composition chimique de ces roches n'a pas été un facteur déterminant* puisque la moins siliceuse de toutes, le gabbro est en relief d'une centaine de mètres (*Cf.* tableau ci-dessous).

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	P^2O^5	Perte au feu
Gabbro de Taramaste.....	49,4	22,2	4,54	0,09	5,18	13,2	2,36	t	0,39	—	1,28
Sol rouge sur gabbro.....	39,8	24,3	15,5	0,22	2	1,13	0,22	0,34	1,58	—	14,6
Granite à amphibole du Taramaste.....	65,9	15,3	4,7	0,12	1,6	3,8	3,5	3,4	0,9	—	0,89
Sol noir sur ce granite.....	60	15	6,4	0,06	1,85	1,82	2	2,3	0,6	0,28	8,5

(analyses C.R.P.G., Nancy)

1. M. Meindre, rapport B.R.M.A., 1956-57. On a aussi émis l'hypothèse d'un synclinal d'amphibolites très massives.

2. Au Hoggar on peut citer l'Alioum, bel inselberg de 500 mètres de haut au flanc SE de la Tefedest (*cf.* carte hors texte en couleurs) ou le lopolite de la carte 1/500 000 de Timgaouine qui est en relief, mais cette remarque est surtout valable dans le Suggarien. Sur la feuille 1/500 000 de Timissao, les gabbros sont en relief dans le Suggarien, mais la très longue bande de 40 km de diorite et granodiorite dans le Pharusien est en creux (O. Ihirène). En Mauritanie, près du Guelb Salem, les gabbros à grain moyen sont en relief et les gabbros plus grossiers aplanis. On peut citer aussi l'inselberg de gabbrodiorite du Guelb el Atroum. Il faut signaler qu'un énorme inselberg correspond à la structure en assiette du célèbre lopolite du Bush Veld en Afrique du Sud.

3. L'Alioum également émerge d'une plaine taillée dans un granite migmatitique à amphibole.

— *Au contraire la modification profonde des amphiboles par les apports migmatitiques semble avoir détruit l'équilibre originel dans les deux roches aplanies* et facilité la désagrégation granulaire plutôt que l'altération chimique (la chlorite est moins altérable que l'amphibole).

C'est dans ce contexte structural ainsi défini que s'est déroulée une très longue histoire morphologique qui récapitule celle des divers massifs granitiques.

2) *LES VESTIGES LES PLUS ANCIENS : LA SURFACE PRÉBASALTIQUE :* Sur les sommets de la Taessa reposent vers 2 250-2 300 mètres une série de mesas culminantes (côte 2315), formées de coulées superposées subhorizontales qui se raccordent directement vers le NE à l'un des trapps les plus typiques, celui du Tamahagueni. La haute surface qu'ils définissent ici passe insensiblement de l'encaissant sur le granite avec une pente très faible vers le SO. La dernière mesa au SO (cote 2315) couvre les derniers éléments aplanis du granite avant la brusque dénivellation du SO (NF 31-XVIII-XXIV nº 87) ou la gorge de l'O. Indegane à l'Ouest. C'est le dernier témoin certain de la haute surface prébasaltique de l'Atakor vers le SO.

Juste en contrebas de ces trapps, a l'Est, subsistent des restes d'une ancienne topographie extrêmement intéressante (NF 31-XVIII-XXIV nº 88). En effet, le granite grossier, ailleurs si résistant, est creusé ici en petite plaine sableuse de 1,5 km de long, traversée par une crête filonienne. Au contraire, le granite porphyroïde, actuellement si peu résistant, donne deux lourds inselbergs à sa bordure Est, orientés SO-NE par les diaclases prédominantes. Ces reliefs de 150 mètres environ ont été fossilisés par les vieux trapps dont ils ont été, semble-t-il, exhumés très récemment. Or, cette topographie ressemble étrangement à celle du niveau supérieur de l'In Tounine (ces lourds inselbergs sont très comparables au Dendenal) et ce qui est plus troublant, ils sont aussi dus à une résistance particulière du granite porphyroïde.

Avant leur fossilisation par les « vieux basaltes », ces inselbergs dominaient aussi d'environ 100 mètres les roches encaissantes de l'Est taillées en vastes pédiments partiellement rocheux. Or, à la différence de l'In Tounine, la fossilisation a permis ici **la conservation de dépôts corrélatifs de cette époque très ancienne, dans la petite vallée de l'O. Atafala :**

En effet, sur la bordure de la Taessa, le granite est recouvert d'un mètre d'argiles brunes compactes avec des lentilles de sables gris, puis d'1,5 mètre de sables grossiers (0,5 à 5 mm) à coloration ocre rouge ou grise. Plus en aval, cette coupe atteint 7 mètres de haut avec :

— 2 mètres d'argiles franchement rouges ;
— Puis après une coupure d'érosion en plan incliné, viennent 4 mètres de sables rougeâtres et très argileux, contenant quelques très rares galets de quartz subanguleux.
— L'argile réapparaît sur environ 20 cm, très rouge brun et compacte, puis après 30 cm de sables gris quartzeux vient le basalte gris altéré typique des trapps.

Par endroits des coupes identiques peuvent atteindre près d'une vingtaine de mètres par un épaississement des sables. Les stratifications de ceux-ci indiquent bien une ancienne couverture alluviale sur un aplanissement au pied des reliefs granitiques de la Taessa. Mais dans les sables, on trouve des galets plus variés de quartz souvent rubéfiés et de roches diverses altérées.

Ce gisement d'argiles compactes et de sables grossiers rappelle tout à fait celui de l'O. Indegane (2 270 m) [1] pris comme l'un des types des dépôts corrélatifs de la vieille surface sommitale (*Cf.* p. 90)

On retrouve ces vieux dépôts en divers points et toujours sous les vieux trapps :

a) *Au NE du Pic Ilamane,* sur la rive droite de l'O. Ilamane tout près de son origine, vers 2 250 m, J. Bourcart avait signalé que « d'importantes coulées basaltique reposent sur des arkoses qui surmontent les granites roses ». D'après mes observations, ces dépôts reposent sur des migmatites assez altérées en contrebas des granites, avec une épaisseur qui varie de 5-6 à 15-18 mètres et visibles sur près de 350 mètres de longueur (fig. 102).

— A la base on observe des argiles compactes, rouge brun à la partie inférieure (avec des traînées irrégulières de sables gris épaisses de 2 à 3 cm), puis beige clair à cassure conchoïdale ou bien finement litées (avec de curieux filons noirs d'oxydes de fer et de manganèse en cercles concentriques) ;
— Puis viennent des sables grossiers et subanguleux (0,5 à 5 mm) rendus cohérents par un ciment très dur gris ou rouille. Des stratifications horizontales ou entrecroisées sont soulignées par des encroûtements ferrugineux épais parfois de plus de 1 mètre, qui font penser à une accumulation phréatique dans une arène grossière.

1. Ce gisement se situe à 8 km au NO de celui de l'O. Atafala, sur le contact du même granite, mais à un endroit où celui-ci était pratiquement aplani.

- Vers le haut, les stratifications deviennent plus nettement entrecroisées et des bancs de sables gris alternent avec des lentilles argileuses rouges et feuilletées. Au sommet, ces argiles rouges forment un banc continu d'environ 1 mètre surmonté par 3 mètres de cendres grises puis les coulées de basalte altéré.

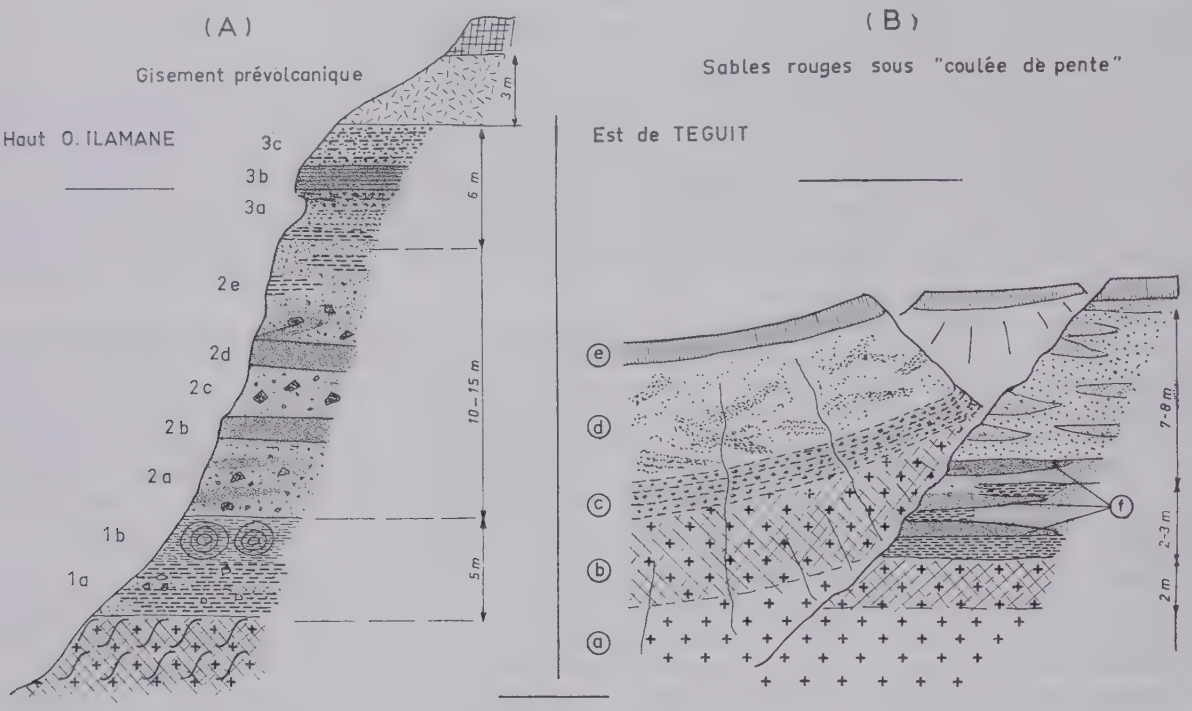


Fig. 102. — Deux coupes d'alluvions très anciennes en bordure de la Taessa : Sur la coupe A : sur le socle altéré on observe : des argiles rouge brun (1a), puis beige clair à cassure conchoïdale (1b), puis des sables grossiers très cimentés (2a et 2c) avec des encroûtements ferrugineux (2b et 2d). Ces sables alternent ensuite avec des lentilles d'argile (2e) et les stratifications sont nettement entrecroisées (3a). Enfin, après un nouvel encroûtement de fer (3b), on observe des argiles rouges (3c), puis des cendres volcaniques.
Sur la coupe B : a - granite assez frais ; b - granite altéré (feldspaths, biotites) et coloré en rouge ; c - sables et graviers granitiques en petites strates sub-horizontales (5 cm d'épaisseur chacune) ; d - sables rouge brun à stratification entrecroisée ; e - basalte gris clair partiellement altéré. En f : encroûtements ferrugineux.

b) *De même au SE du Pic Ilamane,* (à la base des grands trapps en pente très douce sur les granites de la crête à l'Est de l'Arhil) on peut observer une légère dépression granitique fossilisée par les basaltes. Les alluvions ont des faciès très voisins des précédents :

— Une arène quartzeuse repose sur le granite avec à la base une concentration de petits blocs de quartz sur 10 cm à 20 cm, puis 2 à 5 mètres de sables rouges avec des stratifications plus grises contiennent souvent un niveau ferrugineux.

— Ici l'argile rouge vif et compacte (1 mètre) n'existe qu'au sommet, sous les premières projections basaltiques ou les coulées.

3) **Les analyses faites sur ces différents gisements sont très comparables à celles du gisement type du haut O. Indegane.**

— *L'analyse granulométrique des sables* de l'O. Atafala indique des indices extrêmement voisins : Hé = 0,37 (contre 0,34), Qdphi = 0,62 (contre 0,65) avec un seul maximum à 1,6 avec 23 % du sable (pour 1,6 avec 24 %). Les deux courbes sont presque superposables, ce qui est assez explicable puisque les deux sables proviennent d'un même granite porphyroïde transformé en arène quartzeuse après faible transport ;

— *Une ATD et une analyse thermopondérale* sur l'argile de l'O. Atafala, une ATD sur celle du SE de l'Ilamane donnent des courbes d'une très belle kaolinite, comme à Indegane.

— *L'étude des minéraux lourds* de ces trois gisements (J. Étienne, CEP) indique en plus de zircons fréquents, de la monazite et une prédominance de sulfates qu'on ne retrouve dans aucune autre analyse.

ESSAI D'INTERPRÉTATION :

Cette formation argileuse ou argilo-sableuse provient certainement d'une accumulation d'arène quartzeuse due à une dégradation de sols plus anciens dont témoignent les argiles compactes à sédimentation lente (aspect souvent feuilleté). Ces formations plus sableuses, soumises au battement d'une

nappe dans la zone de piedmont ont été cimentées par des encroûtements ferrugineux sous un climat de nuance sans doute tropicale sèche. On peut donc envisager sans trop de risques d'erreur, un parallélisme avec la phase de dégradation, décrite au Téhé n'Tsita, d'un manteau d'altération assez profond, lors d'une période plus sèche. La coupe du haut O. Ilamane et celle du SE semblent indiquer un retour à des conditions plus stables juste avant la fossilisation sous les basaltes (sables fins, argiles). A cette époque, la Taessa apparaissait dans la topographie comme une plaine parsemée de petits inselbergs (80 à 150 mètres) et d'alvéoles à épais manteau de dépôts colluviaux.

3) *LES ÉTAPES DU DÉGAGEMENT DU MASSIF :*

a) Sur la bordure Est : tandis que les trapps plus ou moins érodés se sont conservés à l'Est de l'O. Atalisse (cote 2231), la bordure de la Taessa a été rapidement dégagée en large gouttière. Mais des coulées appartenant encore aux « vieux basaltes » (aspect très altéré, débit en petits blocs arrondis, forte inversion de relief) ont à nouveau envahi la bordure. En effet, les coulées perchées à une vingtaine de mètres, à l'Est de la Guelta Talmeste reposent sur des alluvions fluviatiles très différentes de celles décrites ci-dessus : il s'agit de dépôts très hétéromètriques où des sables (en partie feldspathiques) et des particules fines (limons gris) enrobent des galets de roches très variées : 45 % de quartz subanguleux à patine rouge brun, 45 % de granite fin altéré et 10 % de galets de basalte gris émoussés mais totalement altérés également après le dépôt. L'existence de ces galets volcaniques prouve bien qu'il existait déjà des coulées basaltiques à l'amont ou à l'Est à cette époque. Ces alluvions (1-2 mètres) reposent sur un granite migmatitique à feldspaths orientés et biotite abondante, qui est altéré sur près de 10 mètres sous les alluvions. La roche s'effrite facilement car ces quartz sont très fissurés, les feldspaths kaolinisés et la biotite entièrement déferritisée. Au contraire, le granite porphyroïde fin de la bordure de la Taessa est parfaitement frais là où les coulées le recouvrent (Nord de la Guelta) [1].

Les oueds postérieurs en s'enfonçant ont à nouveau dégagé ce contact, mais ils se sont en plusieurs points surimposés dans le granite fin. Aussi l'érosion postérieure s'est limitée à une dégradation lente avec recul de la corniche basaltique sur la roche altérée à l'Est. A l'Ouest au contraire, le granite de Taessa s'élève en grandes coupoles à lente desquamation, vers des reliefs dominant la vallée de 80 100 mètres au Nord et de 50 mètres environ au niveau de la guelta. Or, faute de creusement en aval, la bordure n'est plus du tout dégagée : l'oued de la Guelta Talmeste s'engouffre dans une gorge dans le granite fin, puis dévale le massif de Torak sous le nom d'O. Temmesse Medjak. Le grand plateau volcanique d'origine complexe qui borde la Taessa à l'Est arrive jusqu'au niveau du Torak où il est difficile de distinguer les coulées de base des trapps, des coulées postérieures ou « des coulées de pente ».

b) Sur la bordure Ouest :

1) **Tandis que la bordure orientale évoluait faiblement depuis l'époque prévolcanique, les régions environnant la Taessa a l'Ouest ont subi une érosion extrêmement continue** qui les a abaissées à 1 700-1 750 mètres entre les O. Taramaste et Indegane. Comme le granite n'a guère été entamé [2], la dénivellation est ici très forte et crée cette extrême dissymétrie entre les deux bordures de la Taessa. Cependant, ces vagues d'érosion ont laissé quelques vestiges sur le flanc du massif sous la forme de restes de hautes vallées fossilisées par des coulées volcaniques successives :

— *Entre les entablements des trapps jusqu'à la cote* 2315 et l'O. Indegane, on rencontre un grand lambeau de deux coulées superposées, allongées selon la même direction, mais déjà emboîtées en contrebas (vers 2 250 mètres ?)

— *Puis sur la rive Nord de l'O. Indegane,* la crête est couronnée par un troisième élément de coulée (cote 1980). Il est emboîté en contrebas des précédents et se prolonge visiblement par la haute mesa de 2 ou 3 coulées superposées, qui repose sur les migmatites vers le SO à 1 950 mètres. Ces coulées reposent sur environ 10 mètres de sables rouge vif ou ocre que je n'ai observés qu'à la jumelle [3].

On a l'impression que ces coulées successives appartiennent au groupe des vieux trapps, mais qu'un début de dégagement de cette bordure n'a pas permis l'accumulation calme de ces coulées successives. Cependant, cette bordure occidentale était à cette époque encore peu marquée puisque la topographie

1. D'après l'étude sur lame mince (M. Ters), ce granite est peu altérable par l'abondance de son quartz et la rareté de la biotite (remplacée par de la muscovite par suite d'une altération profonde ?). Il contient très peu d'orthoclases et des plagioclases très altérés (albite ?). Ce granite alcalin à grain fin est, par ailleurs, extrêmement peu fissuré ici : les diaclases visibles sont distantes d'un mètre en moyenne, parfois 5, quelquefois 20 mètres.

2. Excepté une bande de granite porphyroïde, large de 0,8 à 1 km où la désagrégation granulaire a sculpté des collines arrondies et des petits reliefs de boules et dégagé tout un lacis de petis filons (XVIII, XXIV, n° 87). Le vrai ressaut est un peu en arrière.

3. A l'Ouest de la gorge de l'O. Tarhenanet, on observe encore deux très hautes mesas de coulées superposées qui appartiennent à ce même ensemble vers 1 950 mètres.

restituée d'après ces coulées se situe aux environs de 1 950 mètres, à 100-150 mètres à peine au-dessous de la bordure orientale.

2) **A environ 1 km au Nord de la plaine perchée de Tarhenanet, sous les mesas situées à l'Est du cratère du Teguit,** on peut observer une belle coupe d'alluvions légèrement postérieures à ce premier ensemble. Ces alluvions augmentent d'épaisseur d'Est (2-3 mètres) en Ouest (10-12 mètres) et indiquent bien la pente générale de la bordure à cette époque. A l'Ouest de la mesa, (fig. 102) :

— *A la base le granite porphyroïde est pratiquement frais,* puis sur 3-4 mètres, très nettement altéré avec une coloration rouge due à l'argilisation des feldspaths et à la déferritisation de la biotite. Seuls les quartz restent frais.

— *Au-dessus viennent des sables et gravillons* très hétérogènes (diamètre 1 à 5 mm), surtout quartzeux, mais comprenant aussi des graviers (1-4 cm) de roche granitique (agglomérat de quelques cristaux non dissociés de quartz et de feldspaths blanchis). La roche devait donc affleurer ou presque sous des sols peu épais. Un ciment argileux gris clair très dur donne une forte cohésion à ces sables. On distingue très nettement des successions de petites « strates » très horizontales ou à peine entrecroisées par endroits qui suggèrent des apports successifs (4-5 cm d'épaisseur) par un ruissellement intermittent. On voit très bien, en coupe, l'épaississement de ces sables dans un ancien vallon et vers le fond du vallon, un niveau d'argile rouge brun vient s'interstratifier dans les sables. Il est surmonté par un encroûtement ferrugineux très important, divisé en 2-3 niveaux très continus (20-30 cm d'épaisseur) ou se dissociant en gros nodules enrobant sables et graviers.

— *Sur ces sables gris, se superposent des sables de même granulométrie,* mais colorés par une argile rouge vif avec une stratification plus nettement entrecroisée. On peut penser que la différence de coloration provient seulement du jeu d'une nappe battante créant un milieu réducteur sur les 3-4 mètres inférieurs et un milieu déshydraté temporairement sur les 7-8 mètres supérieurs.

Dans ce contexte, les encroûtements de fer s'expliquent fort bien. C'est une cuirasse hétérogène comme le montre l'analyse chimique (M. Pastoureaud), puisqu'elle contient encore 33,4 % de SiO^2, 6,1 % d'Al^2O^3 et des argiles (10 % de perte au feu), mais l'enrichissement en fer est considérable (48,5 %) pour un tel type d'encroûtement. D'autre part, cette cuirasse étonne par son degré d'évolution. Très massive à la base et de couleur très sombre, elle prend un aspect feuilleté vers le sommet. Sa surface est extrêmement lisse et brillante de couleur noire. Cette partie superficielle extrêmement compacte est accidentée de boursouflures et de bourgeonnements qui semblent caractéristiques pour les spécialistes qui ont examiné cet échantillon d'une formation à l'air libre [1] par suite de l'exhumation d'une ancienne cuirasse de nappe en bordure d'une lagune (G. Rougerie, février 1962) ou par un décapage par le ruissellement en milieu déjà très sec avec redépôt de fer superficiel (R. Maignien, mai 1963). Dans ce cas, cette cuirasse n'est pas une quelconque formation phréatique postérieure, mais réellement à sa place dans l'évolution chronologique entre deux phases d'accumulation de sables. Ces sables étaient arrachés à la chaîne granitique voisine couverte alors seulement par des sols squelettiques et déposés à courte distance par un ruissellement diffus. L'altération argileuse faible a fourni seulement le ciment des sables et quelques rares lentilles de décantation, mais la circulation du fer était encore active à cette époque.

Ces alluvions sont recouvertes par une coulée de basalte gris clair, assez altéré pour être la proie du ravinement actuel. Elles sont perchées d'une part, à plus de 60 mètres au-dessus du thalweg actuel et, d'autre part, en contrebas des hautes coulées de trapps. Elles constituent certainement *le meilleur exemple de cette période des « coulées de pente » caractérisée par des phases successives de « sables rouges » comme dans le massif de Torak et sans doute aussi à l'Aheleheg autour du Taourirt. C'est la grande période de dépouillement des pentes et d'exhumation de tous ces massifs.* Elle se termine par le développement de très grands pédiments ou glacis périphériques aujourd'hui très disséqués.

3) **Autres exemples de « coulées de pente » et de sables rouges**. On rencontre à l'intérieur de la Taessa, des sables rouges sous coulée datant certainement aussi de cette époque de dépouillement des pentes. *Ainsi à 3 km au SSE de l'Ilamane, dans la haute vallée de l'O. Tahazit,* on retrouve ces sables au contact de deux granites différents : un granite porphyroïde vers le NO qui était aplani à l'époque et a été recouvert par un empilement de 2-3 coulées et un granite « normal » qui formait talus à l'époque, mais a reculé depuis, faute de protection volcanique. Les sables rouges recouvrent un pédiment sur le granite porphyroïde, désagrégé et partiellement altéré sur 2 à 3 mètres :

— Les 5 premiers mètres de sables sont très hétérogènes avec les mêmes petites strates horizontales ou inclinées de 10-15°. Ces sables sont très grossiers (médiane : 1 mm) et relativement mal triés (Hé = 0,5 dans les sables grossiers, Qdphi = 0,9) ; les quartz, quand on fait une étude sur le sable total, augmentent des tamis inférieurs (40-45 %) aux tamis supérieurs (78-88 %) ; ils sont sales et picotés et s'écrasent sous l'aiguille pour

1. Les cuirasses de nappes décrites par R. Maignien (1958, p. 166) en Guinée forestière sur gneiss altéré à l'aval d'une arène grise ou rougeâtre ont toujours une structure alvéolaire compacte vers le haut et feuilletée vers le bas.

les calibres fins, tandis que les gros quartz sont anguleux et simplement « sales » [1]. A côté des quartz, on trouve, dans les tamis les plus petits, une forte proportion de feldspaths (jusqu'à 60-70 %), complètement altérés à l'intérieur (80 % s'écrasent sous l'aiguille) et seulement 7-8 % de feldspaths sains. On rencontre même quelques paillettes de mica. Un tel sable caractérise bien une période d'altération très faible, sur des sols squelettiques à l'intérieur de la Taessa.

— Puis sur 50 cm, on observe un banc de galets très anguleux qui contient des granites, des quartz, mais aussi des roches volcaniques « acides » blanches qui prouvent que ce type de volcanisme existait déjà dans l'Atakor.

— Puis 6-7 mètres de sables limonitiques ou gris, suivis de 3-4 mètres de sables rouge vif.

— Après un nouveau banc de galets (50 cm), 1 mètre de sables limonitiques et enfin le basalte.

A l'extrémité Sud, une belle « coulée de pente » qui semble issue d'un appareil coté 2287 suit une vallée de ligne de faille, puis traverse tout le lopolite et s'emboîte légèrement en contrebas des grands plateaux horizontaux du Tassa n'Djena :

— On peut dire que ces coulées de pente sont postérieures à ces grands plateaux du Sud.

— Cette coulée repose sur un épandage de galets de quartz subanguleux, petits (1 à 5 cm), provenant certainement du démantèlement des filons de quartz de la Taessa.

— Il est intéressant de remarquer aussi qu'à cette époque le lopolite appartenait à la surface générale au pied de la Taessa avec une topographie de vallées, assez incisées pour attirer l'écoulement de la lave. Un tel réseau serait inconcevable aujourd'hui et l'on peut affirmer que TOUT LE DÉGAGEMENT DU LOPOLITE EST POSTÉRIEUR A L'ÉPANCHEMENT DE CETTE « COULÉE DE PENTE ». Son altitude (1 800 m) permet de penser qu'il faisait partie du même niveau que le piedmont de Tarhenanet (1 862 m) dont l'évolution a été stoppée aussi à cette période.

4) *L'ÉVOLUTION PARTICULIÈRE DU PIEDMONT ENTRE LES O. TARAMASTE ET INDÈGANE :*

LA MISE EN RELIEF DU LOPOLITE

Si, dans le détail, le dégagement des auréoles concentriques crée de magnifiques reliefs structuraux, dans l'ensemble, les bordures sont très inégalement mises en valeur (fig. 101) :

— *Au Sud, subsistent des coulées importantes* (dont la plus basse encore en relation avec les débris d'un cône dans le lopolite) qui empêchent le dégagement.

— *A l'Ouest, le dégagement est magnifique,* mais s'est effectué aux dépens des gabbros qui sont creusés en large vallée au pied de collines massives de 80 mètres de haut ; celles-ci représentent une zone de migmatites au contact du gabbro et du granite migmatitique qui est donc postérieur [2]. Dans cette zone de contact, M. MEINDRE remarque, en effet, que l'on passe à des roches ultrabasiques du type diorites et, d'autre part, les gabbros et diorites sont broyés et fracturés au voisinage de ce granite.

— *A l'Est, la coulée descendue du Torak par l'O. Temmesse Medjak* a envahi une vallée qui dégageait la bordure. Or, sur l'ancien versant qu'a fossilisé cette coulée, on trouve une altération en sol rouge qui a dû se développer entre l'épanchement de la coulée supérieure du Taramaste et celle-ci. La composition chimique de ce sol rouge comparée avec celle du gabbro sous-jacent (*Cf.* p. 336) indique un assez net départ de silice avec une assez faible concentration d'Al^2O^3, mais surtout un départ de cations (CaO passe de 13,2 à 1,1 %) et une accumulation de TiO^2 (qui passe de 0,39 à 1,58) et surtout de fer (qui passe de 4,5 à 15,5 %) [3]. Cette évolution paraît être de type tropical, mais je n'ai pas observé d'encroûtement véritable ayant pu protéger les gabbros pendant leur exhumation. Or, en zone tropicale à saison sèche, c'est cette protection par les cuirasses ferrugineuses qui favorise les roches vertes par rapport aux granites [4]. Ces cuirasses fossiles existent peut-être ici à l'état de lambeaux cachés dans les éboulis. Mais on peut penser aussi que l'amphibole, extrêmement sensible à l'hydrolyse en climat humide, devient au contraire presque inaltérable en climat sec, de même que le plagioclase, seul feldspath des gabbros. Dans ce cas, ce serait au contraire à la nuance nettement sèche du climat au cours de cette période que serait due la résistance du gabbro alors que le granite voisin se désagrégeait par désagrégation granulaire.

1. 1 à 4 % semblent des ronds mats, 50 à 60 % sont sales et anguleux, 5 % anguleux mais luisants, 30 à 40 % sont picotés à angles émoussés.

2. Le granite migmatitique, en creux également, s'étend en vaste champ de boules uniformes, que traverse la piste chamelière dans les deux O. Idjouane.

3. La fraction argileuse, comprend 70 % de kaolinite, 20 % de montmorillonite et 10 % d'illite (Lab. Géol., Strasbourg).

4. G. ROUGERIE (*Bull. A.G.F.* 1950, p. 138-145) a cité un cas d'inversion de relief de ce genre en forêt tropicale humide (pays de Sanwi au SE de la Côte d'Ivoire) où les roches basiques, protégées par des croûtes latéritiques fossiles très épaisses, sont en relief par rapport aux schistes et aux granites.

Les granites et amphibolites encaissants ont été taillés en un vaste pédiment aujourd'hui incisé de toutes parts. Il en résulte une dégradation lente dans les granites et un fouillis de petites crêtes dans les migmatites. Un sol noir sur le granite à amphibole, postérieur à cette dégradation, montre, lors du dernier Pluvial, une évolution chimique toute différente de celle du sol rouge ci-dessus (*Cf.* p. 336) : sa composition chimique reste bien proche de celle de la roche mère avec un très faible départ de SiO^2 et une très faible augmentation du fer, avec des cations encore abondants. *C'est exactement la même opposition qu'entre les sols rouges interstratifiés dans les trapps et les sols bruns quaternaires sur basalte* (fig. 48).

Le piedmont de Tarhenanet s'est développé aux dépens de l'auréole de granite porphyroïde qui a été très largement entamée par de grands pédiments de 0,8 à 1 km de long. Au Nord, ils sont « couverts » par l'accumulation vers l'aval de larges terrasses « moyennes » graveleuses qui débordent sur les pédiments. Quelques très beaux petits inselbergs de 20 à 25 mètres de haut parsèment la plaine (XVIII-XXIV n° 120) ; leur empilement de gros cubes recouverts de patine est immunisé tandis que les petits pédiments qui se développent, autour d'eux continuent d'évoluer. Au Sud et au NE, ces pédiments paraissent encore actuels tant ce granite se prête à la désagrégation granulaire. Au Sud, ce pédiment, en se développant, est en train de faire disparaître les dernières traces de mesas qui paraissent l'avoir recouvert (près de la piste chamelière) et tend à supprimer l'interfluve qui sépare cette bordure Ouest de la vallée de l'O. Indegane [1].

A l'aval de ces pédiments et des terrasses graveleuses, de grands marais ont envahi la vallée à très faible pente de l'O. Tarhenanet lors du dernier Pluvial, et ont laissé des sols noirs humifères (au niveau des greniers) (fig. 146) puis en aval s'étendent de vastes accumulations postérieures de limons bruns (terrasse récente).

5) *CONCLUSION :*

Cette étude de la Taessa a permis de définir les différents stades du dégagement de la chaîne granitique en partant du repère chronologique de la vieille surface prébasaltique. Mais cette évolution reste très imprécise pour les phases récentes, faute de coulées volcaniques pour en préserver les témoignages. Or, ces derniers au contraire abondent dans toute une série de petits bassins rencontrés déjà à Tessibent et à Torak et qui vont se multiplier sur la bordure Nord.

II. — BASSINS ET SURFACES D'ÉROSION DE LA PARTIE NORD DE LA ZONE GRANITIQUE :

A. — LES RELIEFS TRÈS DIFFÉRENCIÉS AU VOISINAGE DE LA LIGNE DE FAITE

1) *DESCRIPTION DU MODELÉ*

Assez paradoxalement, vers la ligne de faîte isolée des bordures de l'Atakor par des dizaines de kilomètres de gorges, se développent de hautes vallées d'une ampleur étonnante qui sont entièrement creusées à partir de la vieille surface prébasaltique :

Le plus impressionnant est sans doute le bassin de Tagnert qui s'enfonce à près de 1 000 m en contrebas du sommet du Tahat (XVIII-XXIV n° 164), avec des pentes granitiques extrêmement raides entre 2 400-2 500 mètres et 1 950-1 980 au fond. Le manteau d'éboulis volcaniques n'a pas pu s'étendre régulièrement sur de telles pentes et s'insinue dans les entailles des vallées ou dans des couloirs de fractures évidées. Ce grand versant correspond, d'ailleurs, à un granite à énormes cristaux (feldspaths de 1 à 4 cm), haché de diaclases tous les 20-30 cm à 1 mètre, qui se désagrège extrêmement facilement en ne donnant que peu de boules et quelques clochetons isolés. L'unité de ce bassin a été compromise par l'arrivée d'une coulée qui l'a divisé en deux vallées : O. Tagnert au Nord et O. Adarou au Sud. Cette coulée, aujourd'hui perchée à 60 mètres environ repose sur une surface extrêmement

1. De cette crête on voit, le long de l'O. Indegane, une grande banquette rocheuse à peu près à la même altitude que les pédiments de Tarhenanet. L'enfoncement en « canyon » en fonction du niveau déprimé du SO a dû être très rapide à partir d'un ancien niveau qui remontait dans la Taessa.

irrégulière où l'on observe des vestiges de coulées antérieures très désagrégées. Plus récemment, est apparu encore un petit cône strombolien qui a émis deux coulées, vers chacun des deux oueds [1]. Or, ces coulées pourtant très récentes, commencent déjà à être dégagées en corniches. On est frappé par le dynamisme de ces deux oueds malgré la forte charge venue de l'amont (Tahat) et malgré des séries de coulées successives qui, au moins trois fois, ont barré leur vallée. Ils ont réussi chaque fois à reprendre leur travail d'érosion linéaire dans cette haute région, alors qu'en aval, ils sont obligés de scier, très lentement sans doute, le fond rocheux de leurs gorges dans les migmatites qui s'échelonnent sur des dizaines de kilomètres. A cette érosion linéaire rapide, s'ajoute un développement considérable de l'érosion aréolaire partout où le granite n'est pas protégé par des coulées ou des épandages de blocs (cas du haut O. Adarou). Ainsi, l'éventail d'affluents de l'O. Tagnert, en amont des greniers, tend à créer une petite plaine où subsiste seulement une crête filonienne de 20-25 mètres de haut.

Une alvéole de même genre se développe à l'amont de l'O. Temeslezente (NF 31-XVIII-XXIV n° 130). Mais cet oued à l'écart des coulées volcaniques récentes s'est enfoncé plus rapidement encore et son thalweg se trouverait, à la sortie de l'alvéole, à 1 860 mètres, soit à environ 550-600 mètres en contrebas du massif de trapps entourant l'Amdjer. Le manteau d'éboulis provenant de ce massif se modèle suivant des replats très nets qui ne sont pas structuraux ; vers 120 mètres au-dessus du thalweg, puis un très long versant à traînées de blocs parallèles à la pente s'arrête à 15-20 mètres au-dessus de l'oued, enfin des cônes torrentiels, épais de 8-10 mètres, s'emboîtent dans ces versants inactuels et arrivent au niveau de l'oued actuel. Sur les bordures de cette alvéole, le granite donne trois types de versants avec parfois passage brutal de l'un à l'autre :

— *Des faisceaux d'aiguilles* hautes de 5 à 25-30 mètres là où les diaclases verticales sont très denses [2] ;

— *Des boules de toutes tailles*, généralement énormes (3-4 mètres de côté) et très patinées, reposant sur un sol en voie de désagrégation rapide.

— *Enfin de molles ondulations* dans les zones les plus diaclasées où ne subsistent pas de formes « inactuelles ». Une grande vitesse de la désagrégation granulaire [3] secondée par un ruissellement brutal entraîne une disparition rapide de ces reliefs mous, informes et accumule leurs débris dans la terrasse graveleuse moyenne (durant la dernière période subaride) ou dans les épandages actuels à écoulement anastomosé. On assiste donc à un développement subactuel et rapide de cette alvéole par élargissement de vallées de lignes de fractures OSO-ENE.

Au Sud, ces orientations sont SO-NE et ont donné naissance aux **deux hautes vallées de l'O. Ilamane et de l'O. Tin Tebarert**. Ici également on est étonné par l'ampleur du creusement de ces vallées malgré de très nombreux vestiges de coulées qui les ont barré [4], malgré l'importance des débris fournis par l'Ilamane (le cône de l'Arhil qui envahit la haute vallée de l'O. Tin Tebarert) et l'Amdjer et enfin malgré l'obstacle de plusieurs dizaines de kilomètres de gorges enfoncées dans des basaltes et des migmatites résistantes en aval. Entre les deux vallées, subsiste un grand losange de granite (2,5 km de grand axe), l'Imorane, dont les reliefs qui dérivent d'une surface marquée par une mésa vers 90-100 mètres, forment un véritable musée des formes granitiques en régions sèches. Toutes les formes décrites dans l'O. Temeslezente s'y retrouvent et, en particulier vers le Nord Est, un développement extraordinaire des formes en clochetons (*Cf.* Pl. XIX, fig. 1). Sur la rive droite de l'O. Abrare la densité de ces colonnettes est si forte qu'on songe à des colonnes de lave acide dissociées ou plutôt à des reliefs gréseux comme la Suisse saxonne. En fait, ces reliefs sont liés avant tout à une extrême importance des diaclases verticales où l'humidité prépare plus facilement la désagrégation des cristaux [5].

Ces reliefs d'aiguilles ou les accumulations de gros cubes (surtout dans le haut O. Ilamane) forment un violent contraste avec le fond aplani ou ondulé de ces vallées. Dans le haut O. Ilamane, la surface de l'alvéole reste plus irrégulière, parsemée de petits reliefs rocheux ou volcaniques alors qu'elle est régulière et en partie alluviale dans l'O. Tin Tebarert. Cette dernière vallée s'individualise aussi par le tracé presque géométrique de ses bordures Ouest et Sud et par le contraste entre ce large bassin

1. En fait il y a deux appareils successifs : celui du Nord, plus ancien, a émis une coulée vers le Nord, qui domine les greniers de Tagnert d'une quarantaine de mètres. Celui du Sud recoupe le précédent, s'élève à 120-130 mètres au-dessus des thalwegs et a émis une petite coulée vers le Sud.

2. Ces aiguilles subsistent grâce à la protection de leur patine, mais ne se forment plus à l'heure actuelle et toute la surface entre les aiguilles est la proie de la désagrégation granulaire.

3. Le granite est si peu résistant qu'on arrache les cristaux à la main et que les animaux fouisseurs y creusent des terriers presque comme dans un sol.

4. Au moins 3 épanchements emboîtés à 5-6, 30-35 et 90-100 mètres sont conservés sur les pentes du « verrou » qui ferme la vallée de Tin Tebarert à l'aval.

5. Ici aussi les aiguilles sont des formes inactuelles, protégées par la patine qui bouche les pores, contre une désagrégation granulaire extrêmement rapide à l'heure actuelle. Là où la patine a disparu, elle n'a plus le temps de se reformer actuellement.

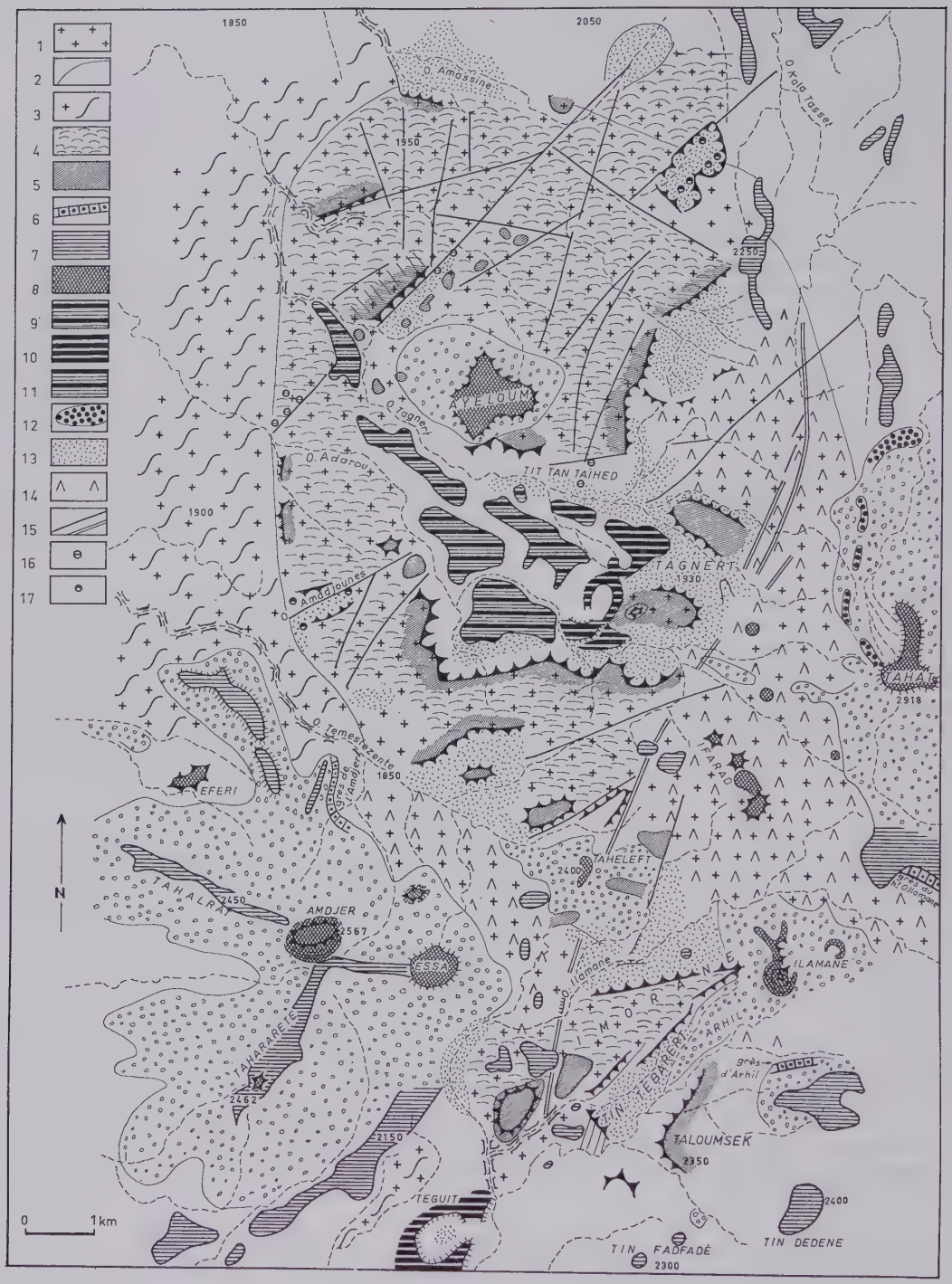


Fig. 103. — Les reliefs très différenciés dans les granites entre la Taessa et l'Ifrak : 1 - granite de Taessa Ilamane ; 2 - limite de l'affleurement de ce granite ; 3 - migmatites ; 4 - relief granitique compact de croupes peu différenciées ; 5 - relief granitique notable ; 6 - bancs de grès prévolcaniques ; 7 - entablement de « vieux basaltes » ; 8 - appareil de lave « acide » ; 9 - coulée basaltique de « pente » ; 10 - appareil et coulée basaltique « récents » ; 11 - manteau d'éboulis ; 12 - moraine du Tahat ; 13 - surface sablonneuse ou roche altérée ; 14 - secteur d'érosion violente ; 15 - fractures visibles ; 16 - sources thermales sub-actuelles ; 17 - montées de sel accompagnées de roche noire très compacte. *Erratum : le caisson nº 11 devrait représenter des petits cercles irréguliers.*

(1,5 × 0,4 km) et l'extrême « jeunesse » de son exutoire. En effet, l'O. Tin Tebarert franchit un gros relief de granite plus cohérent au prix de méandres extrêmement étroits, enfoncés de plus de 60 mètres et longs de près de 2 km. A 4 km au SSE (XVIII-XXIV n° 120), dans l'O. Tidri, on assiste semble-t-il à la naissance d'une alvéole du même genre : en amont d'une gorge extrêmement profonde et sinueuse, l'oued s'élargit en tout petit bassin sableux de 300 mètres de côté, mais l'évolution ici a été récemment arrêtée par une coulée descendue dans la vallée depuis un cône de scories situé dans l'O. Tahazit. Cette coulée, pourtant récente, est déjà démantelée et l'érosion aréolaire reprend avec vigueur.

Ces observations permettent de dire que CES ALVÉOLES SONT LIÉES A UNE DÉSAGRÉGATION GRANULAIRE EXTRÊMEMENT ACTIVE DANS TOUS CES BASSINS :

1) *En effet, à partir de l'O. Tidri et jusqu'à 4 km au Nord de Tagnert précisément, le faciès de ce granite est très homogène.* Partout l'on retrouve le même granite avec d'énormes cristaux (1 à 4 cm) d'orthoses perthitiques (avec des micropegmatites), des quartz globuleux (0,5 à 1 cm) et une biotite abondante et rassemblée. Ces cristaux sont simplement jointifs tellement ils sont bien cristallisés, avec des arêtes nettes.

2) *L'arrêt de l'érosion qui épargne certains reliefs est souvent lié à une patine, souvent épaisse* qui maintient une topographie inactuelle (colonnettes de l'Imorane, boules). Mais on peut noter aussi des différences pétrographiques.

Ainsi le granite prélevé au pied des colonnettes de l'Imorane est très cataclasé avec des cristaux allongés selon des directions parallèles aux fissures. Ces fissures hachent littéralement la roche qui se désagrège non pas en cristaux (véritable désagrégation granulaire) mais souvent en petits fragments où des morceaux de plusieurs cristaux restent associés. Au contraire, un autre échantillon prélevé dans le massif compact qui se dresse à plus de 80 mètres au Sud du bassin de l'O. Tin Tebarert est plus blanc, avec de très grands feldspaths (1-4 cm) mais isolés dans une « pâte » feldspathique cohérente (mélange de feldspaths et de quelques biotites). Le quartz est plus abondant et très hétérométrique et l'ensemble de la roche présente un extrême désordre dans la cristallisation. Enfin, on n'observe pas ces grandes fissures si abondantes dans l'échantillon précédent.

Ce granite offre donc deux particularités qui peuvent expliquer la formation des alvéoles entre des bastions restés beaucoup plus cohérents. D'une part la cristallisation a été très variable [1] et, trop poussée, elle a favorisé la désagrégation granulaire. D'autre part, cette région s'individualise par un croisillon inextricable de fines diaclases, de fractures locales et de grands accidents, qui s'est traduit à l'échelon des cristaux par de grosses variations dans la fissuration des granites. En effet, au porosimètre à mercure, le premier échantillon ci-dessus a donné une porosité de 5,8 (dont 5,4 pour les micropores) et le second de 3,14 (dont 2,7 pour les micropores), chiffres les plus élevés obtenus sur les granites de l'Atakor et qui se rapprochent de la porosité d'un grès. Ce rôle extrême de la désagrégation granulaire paraît exclure l'hypothèse de vallées résultant directement ou par l'intermédiaire d'une crypto-décomposition, d'une morphologie tropicale humide très ancienne. On ne décèle pas de traces d'une telle altération. Au contraire cette évolution s'explique très bien sous des nuances de climat sec (tropical ou méditerranéen) où la désagrégation granulaire a été favorisée ou bien sous climat froid où la microgélivation a pu avoir le même rôle. En effet, la mise en évidence de grèzes granitiques dans le haut O. Tin Tebarert et des preuves de climat tempéré frais (*Cf.* p. 463) rendent cette seconde intervention très possible. Elle expliquerait d'ailleurs l'existence de quelques grands versants concaves « inactuels » sur les flancs de l'éperon de l'Ilamane ou à l'Ouest du Tahat, ou bien de curieuses formes de collines granitiques à pente douce tout aussi « inactuelles », dans le haut O. Ilamane. Ces formes ne peuvent être attribuées à une évolution morphologique sous climat sec.

Cependant, par comparaison avec l'extrême compacité du relief de la Taessa proprement dite, l'« aération » du relief dans cette partie de la chaîne paraît étonnante. En effet, le volume montagneux primitif peut facilement être reconstitué puisque l'on dispose de nombreux témoins de la surface prévolcanique :

En effet, en dehors du gisement d'alluvions prévolcaniques décrit au NE du Pic Ilamane, on trouve de petits gisements d'arènes identiques, à la base de coulées de « vieux basaltes » vers 2 280-2 300 mètres à l'amont de l'O. Ilamane, qui s'élèvent à 2 340-2 360 mètres vers l'Est.

— Le massif compact entre l'O. Ilamane et l'O. Adarou porte, en plus de divers appareils acides (Ifarad, Taheleft), des lambeaux de vieux basaltes vers 2 400 mètres.

— Enfin à l'Ouest du Pic Ilamane, un éperon de granite s'avance vers l'Ouest à 2 400 mètres.

1. Caractère qui fait parfois penser à un granite migmatitique alors qu'il s'agit en fait de la partie Nord du batholite de la Taessa mais avec un faciès assez différent (accentuation du faciès porphyroïde).

Mais la brutalité du contraste entre cette série d'éperons granitiques encore couverts de vestiges des trapps, et d'autre part, les sommets à l'Ouest qui sur le socle, atteignent difficilement 1 800 à 1 850 mètres peut difficilement s'expliquer par la seule érosion. Si celle-ci explique les alvéoles, il faut faire intervenir les mouvements tectoniques pour expliquer cette très forte dénivellation.

2) *L'INFLUENCE DES MOUVEMENTS TECTONIQUES :*

CETTE GRANDE DÉNIVELLATION EST L'UNE DES RARES, DANS L'ATAKOR, POUR LAQUELLE ON PEUT ALLER AU-DELA D'UNE SIMPLE HYPOTHÈSE AU SUJET DU ROLE DE LA TECTONIQUE POST-VOLCANIQUE. En effet, à l'Ouest de cet abrupt, **le massif de l'Amdjer conserve de très grands lambeaux de trapps** vers le Sud où le Tahararète comprend au moins 6 ou 7 coulées de basaltes superposées, sous les vestiges de projections de l'appareil « acide ». Ces basaltes présentent la succession désormais classique de niveaux rouges altérés à la base, puis de coulées plus résistantes vers le sommet qui rend ce genre d'édifice si vulnérable. D'ailleurs le trapp s'étendait beaucoup plus loin vers l'Ouest où l'on trouve encore une longue crête taillée dans les coulées empilées (Tahalrat), puis quelques buttes témoins isolées jusqu'à une douzaine de kilomètres de l'Amdjer. Or là où ce trapp est le mieux conservé, autour de l'Amdjer, sa partie tout à fait supérieure n'atteint guère 2 400 mètres qui est l'altitude moyenne de la surface de base des mêmes trapps au sommet de l'abrupt, à 3 km au maximum, plus à l'Est. Il paraît difficilement probable que les coulées des trapps aient pu franchir une telle dénivellation de près de 400 mètres en gardant leur parfaite régularité. [1]. En effet, la surface de base sur laquelle reposent ces trapps à l'Ouest se trouve sous le niveau actuel du thalweg dans l'O. Ilamane vers 2 050 m. où l'on peut voir les niveaux rouges altérés. Sur la piste chamelière de l'O. Ilamane à l'O. Temeslezente, j'ai pu suivre à l'altimètre l'inclinaison de cette surface qui s'abaisse d'une cinquantaine de mètres en deux kilomètres pour n'être plus qu'à 1 980 mètres au N-NO de l'Amdjer. Le granite à la base est toujours très peu altéré, tandis que les migmatites verdâtres (au N de l'Amdjer) sont nettement altérés.

Au contact du socle et des trapps, on rencontre de très nombreux dépots alluviaux :

a) *Les premiers m'ont été très amicalement signalés par* J. BOISSONNAS qui a ramené quelques échantillons provenant du S-SO du Tahararète.

Il s'agit d'une sorte de grès bréchique à gros éléments granitiques (2 à 4 mm) reposant en discordance sur des gneiss. C'est une arène grossière, assez quartzeuse, mais avec encore de nombreux feldspaths, et une alternance de lits grossiers et de lits plus fins qui indique un certain classement par le ruissellement. En lame mince (M. TERS), on observe de grands quartz anguleux et des feldspaths extrêmement altérés (orthose ?) très fissurés et remplis d'oxydes de fer, enrobés dans un ciment siliceux qui forme plus de la moitié du volume et qui est postérieur à la ferruginisation des feldspaths. Sur certaines lames, ces gels siliceux prennent une forme cryptocristalline, sur d'autres apparaissent des séries de circonvolutions de calcédoine (veinules, géodes) sur un fond d'opale qui fait penser à un début de meuliérisation.

J. BOISSONNAS a observé que cette butte de grès de quelques mètres de haut avait été ennoyée par les toutes premières coulées basaltiques. Comme ce type de grès n'a aucun équivalent connu actuellement, on ne peut que le signaler : îlot de couverture tassilienne ? lambeau de Précambrien supérieur ?. Il devait provenir de la destruction très poussée d'une couverture antérieure à celle du Téhé n' Tsita, ce qui renforcerait l'idée que cette vieille surface est polygénique.

b) *Sur le flanc Nord, à l'endroit où la piste chamelière de l'O. Ilamane à l'O. Temeslezente descend vers le Nord, apparaît le plus beau gisement de dépôts anté-volcaniques de la Koudia.* Disposant malheureusement de très peu de temps, je n'ai pu l'étudier que dans cinq entailles de ravins, mais suffisamment pour constater sa ressemblance avec d'autres gisements déjà connus (O. Temorte, Ouan Télène, Afilale et Indegane). Il s'agit ici d'un vaste dépôt (étudié sur plus de 800 mètres de long, avec des épaisseurs atteignant parfois plus de 30 mètres) qui a recouvert une topographie de migmatites verdâtres (amphibolites ?) altérées sur 4 à 5 mètres et présentant des ravinements de l'ordre de la vingtaine de mètres. Les alluvions sableuses, allogènes, sont venues recouvrir cette topographie et l'ennoyer jusqu'à l'établissement d'une surface subhorizontale sur laquelle se sont épanchés les trapps. Ces dépôts sont

1. Cet argument n'est cepenant pas décisif depuis que j'ai vu, au Tibesti à l'Ouest de Bardaï, les trapps « descendre » une cuesta de grès de Nubie de près de 100 mètres, en gardant ou presque leur régularité d'épaisseur. Or une légère brèche du même genre a pu exister dans l'escarpement granitique ici puisque au Sud du Pic Ilamane, la surface de base des basaltes s'abaisse de plus de 50 mètres entre le haut O. Indegane à l'Est (2 320 mètres ?) et la bordure orientale de l'O. Tin Tebarert (2 270 mètres ?). Mais la dénivellation entre ce point et l'Amdjer reste tout de même de 200 mètres environ en 4 km.

donc plus nettement contemporains de la période des trapps. L'ensemble des coupes visitées permet de reconstituer l'évolution suivante :

— Sur les migmatites altérées, reposent, partout, en discordance, une arène quartzeuse à ciment rouge vif ou gris blanc [1] en stratifications nettes et subhorizontales. Mais parmi les éléments fins de l'arène, on remarque de nombreux débris de feldspaths blanchâtres, pulvérisés et même quelques paillettes brillantes de biotite. Quelques graviers et galets de quartz subanguleux accompagnent les sables argileux. Ce dépôt se retrouve partout, il correspond à la phase de comblement des irrégularités topographiques par des nappes de sables épaisses de 5-7 à plus de 8 mètres. Quelques stratifications ferrugineuses sont parfois visibles dans les sables.

— Au-dessus la sédimentation devient nettement argileuse avec 7-8 mètres parfois d'une argile très compacte, lapidifiée, à cassure conchoïdale. On y observe parfois, sur un fond gris, de curieuses figures concentriques de cercles ferrugineux d'environ 20 cm de diamètre (comme au NNE du Pic Ilamane), des fentes verticales remplies de fer ou encore des concrétions ferrugineuses boudinées. Cette argile contient de minuscules grains blancs (feldspaths altérés ?) ailleurs de tout petits grains de quartz. La coloration grise s'interrompt parfois pour faire place à des niveaux rouge vif de 5-10 cm, ou même dans un gisement, toute l'argile est rouge, bariolée de gris. La courbe d'A.T.D. de cette argile (I.G. Paris) montre une magnifique kaolinite, mais celle-ci, très bien cristallisée, doit masquer l'illite qui apparaît au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) avec 50 % d'illite et 50 % de kaolinite.

— Puis la sédimentation sableuse reprend avec des colorations rouges dues à une forte proportion d'argile et à la présence de fer qui se concentre également dans les fentes. Ces sables, dans la coupe principale sont transformés en véritables bancs de grès sur 20 à 25 mètres, très compacts, avec des joints et abris sous roche. Ce grès blanc est parcouru de petites veines d'argile rouge, qui soulignent une stratification horizontale ou légèrement ondulée. Dans le sable, les quartz dominent, avec des poussières de feldspaths et quelques biotites. Très cimentés à la base, ces grès sont plus argileux et plus tendres sur les 12 derniers mètres où ils sont ravinés en bad lands.

— Enfin, avant le basalte gris, plus ou moins pulvérulent, vient un horizon argileux rouge avec un ou deux encroûtements de fer (10-15 cm d'épaisseur), épais d'un mètre environ, qui repose parfois sur une « ligne » de blocs de quartz de 10-25 cm de diamètre, ferruginisés et fendillés.

Les grès rappellent les faciès de l'O. Temorte (*Cf.* p. 91) avec une puissance plus grande et surmontent des argiles et arènes très semblables aux gisements qui entourent la Taessa (N-NE du Pic Ilamane, Indegane en particulier). La position « stratigraphique » entre des migmatiques altérées et des basaltes assez altérés est identique.

Conclusion : la présence de dépôts plus épais qu'à l'Est de la Taessa et aussi la topographie ravinée des migmatites sont des arguments en faveur d'une certaine dénivellation sur cette bordure Ouest de la chaîne avec un déséquilibre biogéographique qui n'était peut-être pas dû qu'à un changement climatique. Mais d'après tout ce que nous savons par ailleurs sur les conditions régnant à l'époque de la vieille surface pré-basaltique (*Cf.* II[e] partie), une dénivellation de plus de 400 mètres dans un granite aussi « fragile » que celui de l'Ilamane paraît impensable. Pourtant on peut dire avec certitude que l'accident est antérieur à l'apparition des laves « acides » de l'Amdjer puisque la coulée massive issue de cet appareil (l'Essa) s'est épanchée en discordance sur les trapps jusqu'à 70 à 80 mètres au-dessus de l'O. Ilamane dont la vallée était donc déjà ébauchée.

Il est cependant très difficile, dans un socle aussi haché de failles de dire laquelle a pu rejouer pour déniveller ainsi les trapps. Les photos aériennes (NF 31, XVIII, XXIV, n° 120 et 130) montrent *un grand accident S-SO N-NE qui sépare les deux parties des trapps en longeant le pied du grand abrupt du Tahat* et qui est jalonné par le gros appareil acide du Taheleft, le cratère d'explosion du Teguit et le cône récent de Tarhenanet [2]. A dix kilomètres plus à l'Est, il suit exactement la même direction que le très grand accident précambrien de « l'Ouest Atakor » (fig. 121) :

— Au niveau du Teguit, des déformations paraissent évidentes : des coulées de basalte ancien sont fracturées, inclinées de façon désordonnée malgré des prismes de refroidissement extrêmement réguliers. Le granite est densement fracturé et désagrégé et descend brutalement de plus de 50 mètres sur le bord extérieur NE du Teguit, alors qu'à l'Est de la fracture SSO-NNE, il se dresse en haute falaise de 100-130 mètres jusqu'à une surface subhorizontale couverte de mesas basaltiques. Mais il est difficile ici de faire la part du rôle purement local de la formidable explosion et celui d'un mouvement de plus grande envergure.

— Au Nord du Taheleft au contraire, cette fracture paraît nivelée ou même très légèrement inversée sur le gros bastion granitique (2 300 mètres) qui sépare les vallées des O. Ilamane et Adarou.

Une autre fracture semble avoir aussi rejoué, selon un axe O-NO - E-SE juste au pied Sud du Pic Ilamane, séparant les hauteurs de l'Imorane du haut éperon granitique à l'Ouest du Pic

1. La coloration rouge vif est systématiquement au-dessous de la grise ce qui exclut l'hypothèse du simple jeu d'une nappe battante.

2. Pour ces deux dernières manifestations volcaniques, on peut affirmer qu'elles sont postérieures à la terrasse « moyenne » graveleuse puisque la coulée issue d'un cône annexe du Teguit repose sur cette terrasse (rive droite de l'O. Ilamane) et qu'une coulée issue du cône de Tarhenanet s'est épanchée dans une entaille postérieure à cette terrasse près des greniers.

par une dénivellation de plus de 150 mètres qui étonne quand on examine l'état très décomposé de la roche granitique de cet éperon :

1) *Cette fracture, ou plutôt cet escalier de très petites failles descendant vers la vallée de Tin Tebarert est masquée par l'énorme cône détritique de l'Arhil*, mais une étude attentive de ce cône (*Cf.* p. 458) montre que des dépôts lacustres d'âge villafranchien sont dénivelés ici de plus de 30 mètres, séparés par un bloc de granite dissymétrique incliné vers le SO. Or le long du bord NE de ce bloc, une grande fracture est soulignée par deux curieux petits « appareils » basaltiques de couleur bleu acier, qui ressemblent à des excroissances de lave (4 à 5 mètres de haut, 8 à 10 mètres de diamètre) accompagnées de quelques projections sur l'axe de la faille [1]. Sur une autre fracture, plus près du pic, l'on rencontre un petit piton de lave « acide », à peine plus grand, à l'amont de l'O. Abrare et un culot oblique de trachyte dans le haut O. Tin Tebarert. Deux autres « appareils » basaltiques du même type s'alignent, plus ou moins enfouis sous la terrasse graveleuse, sur la bordure si rectiligne (SO-NE) de l'Imorane [2].

2) *En effet ce petit bassin du haut O. Tin Tebarert s'oppose à toutes les autres vallées élargies de cette région* par ses bordures rectilignes et son énorme « verrou » à l'aval. De plus, c'est le seul qui soit rempli de dépôts lacustres très fins (diatomites) sur une grande épaisseur. La base de ce dépôt lacustre (qui s'étend dans tout le bassin) est certainement bien plus basse que le seuil structural aval et nous retrouvons exactement le même problème que pour Tessibent et Tedrouri.

3) *Enfin à l'Est de l'Arhil, la haute vallée de l'O. Tin Tebarert est directement liée à une fracture* avec brèches granitiques enrobés dans un ciment ferrugineux brun violacé dans une zone broyée mais cette fracture peut être très ancienne.

3) *CONCLUSION :*

Les deux cas cités ci-dessus semblent assez probants pour conclure à l'existence de mouvements tectoniques qui ont dû intervenir non pas pour créer ces alvéoles (excepté la vallée du Tin Tebarert ?), mais pour stimuler l'action de l'érosion qui atteint ici une ampleur extrême. Mais on rencontre, comme partout dans l'Atakor cette même impossibilité de trouver les tracés précis des failles que l'on soupçonne, alors que l'érosion désertique livre généralement le socle dénudé à l'observation [3]. L'alignement de volcans récents le long de certaines failles n'est pas un argument en faveur de leur rejeu, puisque cette localisation sur les zones de faiblesse est un fait d'observation courante. Il faut donc toujours chercher, aussi, des arguments morphologiques sous la forme, principalement, de dépôts sédimentaires qui sont généralement absents. Il est donc difficile de conclure. Pourtant il est remarquable de voir que la « massivité » de la Taessa fait place à ce modelé d'alvéoles à partir de l'O. Tidri où apparaissent précisément les premiers cônes récents (Tarhenanet, Teguit, Tahazit) qui parsèment la Koudia jusqu'à Tagnert. Puis ces cônes disparaissent lorsque le relief redevient compact au Nord.

B. — LES SURFACES D'ÉROSION SUR LES GRANITES DU FLANC NORD

Le passage sur le flanc Nord de la « chaîne » granitique se traduit par un changement très brusque des faciès du granite (J. Boissonnas, 1964) :

Le granite « homogène, a bords diffus » de l'O. Ifrak, grand ovoïde de 5 × 15 km, succède au granite d'Ilamane Taessa, au Nord de l'O. Amassine. Il est assez homogène (équigranulaire, à quartz isolés) et uniforme comme un granite intrusif, mais avec certaines orientations dans les biotites et une abondance en muscovite qui le différencient du granite de l'Ilamane. D'autre part, on observe une zone de mélange d'environ 1 km sur les bordures et très souvent, des enclaves de gneiss ou même, à proximité des contacts, un mélange de gneiss avec des passées granitiques. Là, les biotites reproduisent peut-être les puissantes inflexions des migmatites que l'on discerne sur les photos aériennes. De même on peut voir des surfeldspathisations, près des contacts, exactement comme dans les migmatites suggariennes. Ce granite résulte donc d'une évolution extrêmement longue et complexe.

1. Ces projections de scories bulleuses viennent très exactement s'interstratifier dans les dépôts légèrement postérieurs au lac (*cf.* p.458).

2. Sur la rive droite de l'O. Abrare, l'affaissement des dépôts lacustres par rapport à cette bordure est magnifiquement démontrée par la « flexure » de ces dépôts finement varvés qui sont ployés presque à la verticale le long de cette fracture (Pl. XXII, fig. 2).

3. C'est peut-être la densité extrême des accidents anciens qui masque les traces récentes. Cette zone s'est en effet trouvée dans le voisinage immédiat (10 km) d'un des très grands accidents de ce socle précambrien. Puis elle a été cassée à nouveau par des fractures SE-NO au Nord et NE-SO au Sud qui rayonnent étrangement à partir de l'extrémité occidentale de la Koudia (vers l'Ilamane) et ont localisé ce réseau hydrographique en éventail qui suggère une descente « périclinale ». A celà il faudrait ajouter les orientations E-O, SO-NE etc. et les diaclases « normales » éventuelles du batholite.

Postérieurement un réseau très dense de filons de microgranite s'est mis en place juste à l'Est des granites de l'Ilamane et d'Ifrak, dans les gneiss migmatisés. Ces filons donnent un faisceau de petites crêtes noirâtres (au nombre d'une trentaine, se relayant progressivement du SE au NO) qui apparaissent magnifiquement sur la photo (NF 31, XVIII, XXIV, n° 175). Ces crêtes d'érosion différentielle rappellent les reliefs filoniens similaires décrits par J. Tricart et A. Cailleux (1960-61, II, p. 8) dans le NE du Brésil.

Plus à l'Est, recoupant nettement ces filons, affleure le granite de l'O. Abdassène, en ellipse de 12 × 5 km. C'est un granite original qui diffère :

— *de celui de Ilamane Taessa* par l'orientation de ses biotites et de ses feldspaths sans qu'on puisse encore dire si ces minéraux s'alignent parallèlement à l'axe et aux bordures du massif ou aux directions, assez voisines, des gneiss (granite migmatitique).

— *de celui d'Ifrak* par la netteté de ses contours qui sont toujours très francs, avec même l'amorce de faciès de bordures. Au Nord cette netteté est renforcée par des cassures au contact de l'encaissant, tandis qu'à l'Est elle est atténuée par un pendage moins fort du toit que vers l'Ouest [1].

J. Boissonnas définit ce granite : « discordant, circonscrit, à limites peut être pas toujours des plus franches ». Les cristaux sont assez grossiers avec des quartz globuleux, de petits porphyroblastes de feldspaths et des biotites abondantes et dispersées. Une analyse chimique du B.R.M.A. montre que ce granite est légèrement plus pauvre en silice (69,5 %) et plus riche en feldspaths que la plupart des granites de l'Atakor ; on remarque aussi l'importance notable d'Al^2O^3 (15,7 %) de CaO (2 %), Na^2O (2,7 %) et surtout K^2O (4,7 %) et du fer (2,2 % de Fe^2O^3 et 2 % de FeO).

Ces deux granites d'Ifrak et d'Abdassène, réunis par les filons de microgranite forment une masse compacte large de 15 à 16 km d'Est en Ouest. Pourtant leur présence n'a guère modifié le tracé rayonnant du réseau hydrographique de l'Atakor. L'O. Tidjilgaouine serpente avec indifférence au milieu des crêtes microgranitiques qui sont les roches les plus résistantes du lot, tandis que les O. Ifrak ou Abdassène traversent les massifs granitiques selon leur axe principal. Ce réseau, visiblement épigénique (sans doute surimposé dans une ancienne couverture volcanique), n'a pas contribué au dégagement de ces granites et même les contacts pourtant si nets du granite d'Abdassène n'ont été exploités ni par le réseau hydrographique, ni par l'érosion différentielle. Aussi cette masse granitique n'a aucune individualité (excepté pour les formes de détail) et a été taillée en gradins comme le reste du flanc Nord de la Koudia.

1) *UNE HAUTE SURFACE D'ÉROSION RECOUPE TOUTES LES ROCHES VERS* 1 900 *à* 2 000 *MÈTRES :*

On peut s'en rendre compte, sur la piste chamelière de Tagnert, au niveau du Col entre les contreforts du Tahat et deux longues échines basaltiques plus au Nord. Là le contact entre le granite d'Ilamane et les migmatites voisines est franc, même faillé localement et pourtant, il ne se traduit par aucune dénivellation. On peut simplement remarquer que la dégradation récente a davantage attaqué les migmatites tandis que les mesas basaltiques sont conservées sur le granite armé de filons de microgranite. Juste au Nord de la plus longue des deux mesas, la même égalité d'altitude se remarque entre trois granites différents (XVIII-XXIV, 164) :

— *le granite Ilamane Taessa* au SO avec ses reliefs à grands versants lisses ;

— *le granite d'Ifrak* au NO, couvert de petits éboulis uniformes (ou anguleux près de filons d'aplite) ;

— *enfin au NE, un vrai granite migmatitique,* peu homogène et traversé par des filons de microdiorite broyée et le faisceau de microgranites pratiquement aplanis ici.

Malgré de fortes différences de résistance entre ces roches, les crêtes se situent toujours aux environs de 2 050 à 2 100 mètres en contrebas de témoins basaltiques de taille très variable mais d'altitudes très concordantes autour de 2 150 mètres

A l'Ouest du granite d'Ifrak, on peut remarquer la même chose à un contact du même genre, juste à l'Ouest des petites plaines du haut O. Amassine. On peut voir sur la fig. 103, cette haute surface

1. A peu près au milieu de cette bordure Est, un petit pointement de granite dans l'encaissant (piste chamelière de l'Assekrem à Timesdelsine), à quelques kilomètres à l'Est semble confirmer cette dissymétrie. Celle-ci est d'ailleurs la même que celle des batholites de Taessa, Torak, Tessibent, In Tounine et sans doute Aheleheg. Comme l'Aheleheg, l'Abdassène se situe à un brusque changement de direction dans les schistes cristallins de direction grossièrement NS à l'Ouest et au contraire EO au SE (O. Tahassa) et surtout à l'Est (XVIII, XXIV, n° 177).

vers 1980 à 2 100 mètres, avec de minuscules lambeaux basaltiques et, en contrebas, la présence des deux alvéoles de dégradation lente de l'O. Amassine, localisées sur le contact entre les granites d'Ifrak et d'Ilamane-Taessa :

— *La plus occidentale de ces petites plaines résulte d'un aplanissement très régulier sur des roches assez altérées* et recouvert par un vaste cône de terrasse graveleuse « moyenne » dont l'épaisseur diminue de 15 mètres en amont à 5-6 mètres à l'aval. A l'aval ce cône est recouvert par des dépôts marécageux très humifères, très noirs (0,5 à 1 mètre) qui reposent sur un sable blanc hétérogène (1 mètre au moins). Au-dessus, une mince couverture de sol gris (20 à 50 cm), très compact, recouvre le tout, avant l'évolution récente vers l'aridité.

— *Le même aplanissement, avec lente dégradation en petits replats, se poursuit sur le granite Ilamane Taessa*, porphyroïde et légèrement plus fin qu'ailleurs, et sur le granite d'Ifrak de faciès variable ici (fin à moyen, rarement grossier), avec des orientations de cristaux très nettes et des poches de pegmatites. La dénivellation de plus de 100 mètres, est reportée à l'Ouest de ce granite, dans une zone où il est parcouru par un réseau dense de filons d'aplite. Ceux-ci semblent avoir protégé la haute surface contre l'érosion venant de l'Ouest où les granites migmatitiques et les migmatites s'abaissent à 1 750 à 1 780 mètres environ (fig. 104).

A l'extrémité Sud du granite d'Abdassène (NF 31, XVIII, XXIV, nº 176) les crêtes granitiques et gneissiques dérivent très nettement d'une surface jalonnée par de grands lambeaux de basalte à 2 100 à 2 150 mètres ici également, conservés au SE dans l'Adrik [1] et au SO (sur les filons de microgranite). La dégradation lente est représentée ici par l'alvéole du haut O. Tahassa (NF 31, XVIII, XXIV, nº 162), taillée dans les migmatites altérées et les filons de microgranite. On remarque ici, que même ces filons sont altérés au niveau de la surface de 2 100 mètres et ne commencent à donner des crêtes qu'à 20 à 30 mètres en contrebas de cette surface. Ceci confirme les observations précédentes et les précisent : cette surface d'érosion correspond à une période d'altération assez longue pour avoir supprimé les différences de dureté entre les roches, même les plus dures. Or la haute surface se poursuit depuis l'encaissant sur le granite jusqu'à une très forte dénivellation (100 à 120 mètres) à environ 1,5-2 km, à l'intérieur du granite. L'O. Abdassène et l'O. Tahassa rachètent ce talus par des gorges presque inaccessibles. Or cette dénivellation dépasse largement le cadre du massif granitique puisqu'elle se poursuit vers l'Est sous la forme d'un talus sinueux de 80 à 100 mètres, jalonné par des gorges profondes sur les O. Teknéouine, Temorte et Issakarassène et qui rejoint le talus Nord du Tassa n' Djena septentrional. Le haut niveau d'érosion s'abaisse donc légèrement vers l'Est et se confondrait avec ce grand plateau de « vieux basaltes » subhorizontaux qui conserve la vieille surface pré-basaltique.

Conclusion : Cette surface qui nivèle les divers granites vers 2 000-2 100 mètres, parsemée de lambeaux de « coulées de base » est très probablement la surface prébasaltique. Cependant, tandis qu'à l'Est, cette surface, au Tassa n'Djena, passe insensiblement sous les vieux trapps de la Koudia orientale, plus on va vers l'Ouest, plus ce raccord avec la haute Koudia devient difficile. Au Nord du groupe des plateaux phonolitiques de l'Assekrem, les très nombreuses mesas de l'Adrik qui jalonnent cette surface, passent sous les hautes coulées de phonolite qui, en amont, recouvrent, en discordance, le socle, puis les vieux trapps de la ligne de faîte (NF 31-XVIII-XXIV nº 162). Il paraît presque certain qu'il s'agit là des mêmes coulées inférieures des trapps, mais nettement déformées vers le Nord, avec des gauchissements, des dénivellations dans les coulées de l'Adrik. Comme partout, il est impossible de mettre en évidence une ou plusieurs fractures en rapport avec cette déformation, mais il faut remarquer que cette zone est soulignée à la fois par un alignement d'appareils « acides » (NE Tahat, el Fartass, Tindoufar, rive droite de l'O. Akayaye, etc.) et plus nettement encore, par une série de cônes basaltiques récents (O. Abdassène, O. Akayaye, O. Temorte, O. Ilamdegane, etc.).

2) *LE NIVEAU DES PLAINES SABLEUSES DE L'O. INASSOUKAL*

Au Nord de cette haute surface, les alvéoles de dégradation et les lambeaux volcaniques disparaissent. Les oueds s'enfoncent dans des gorges extrêmement longues et profondes dans un modelé très peu différencié où des quantités de fractures et de diaclases créent un réseau secondaire extrêmement anarchique. Parallèlement, sur 10 km environ la topographie s'abaisse de 1 950 mètres sur chacun des massifs, à environ 1 550 mètres dans la plaine perchée de l'O. Inassoukal

1. Nom général de toutes ces mesas basaltiques au Nord du massif de l'Assekrem dans la région appelée Abada Nemahar sur la carte 1/200 000 I.G.N.

et sur la bordure Nord du granite d'Abdassène. Deux faits sont à noter dans cette zone d'érosion confuse :

— *L'apparition progressive des crêtes pseudo-appalachiennes de microgranite* qui vers le Nord dépassent la centaine de mètres d'altitude relative à l'Est de l'O. Inassoukal.

— *A l'Ouest du granite d'Ifrak, l'existence d'un talus SSO-NNE d'une extrême rigidité* qui interrompt brutalement cette zone confuse au-dessus du grand accident mylonitisé de l'« Ouest Atakor » (XVIII-XXIV 172-173 et 206-207). Le contraste est très marqué entre la massivité du massif d'Ifrak où des gorges très étroites n'ont provoqué aucun élargissement, même au débouché, et, d'autre part, la multitude de petites crêtes gneissiques SSO-NNE à SN avec leur réseau très dense de petits ravins. Dans l'ensemble, le massif d'Ifrak domine de 80 à plus de 100 mètres, les terrains gneissiques situés de l'autre côté de magnifiques vallées liées à la ligne de fracture [1]. Mais on peut observer aux cols, entre les réseaux opposés des O. Tagnert et Amassine, que dans la zone fracturée, des « ponts » sont presque conservés entre des sommets d'altitude voisine de part et d'autre. Ailleurs, par exemple à l'Ouest de la crête de quartz cotée 1557 sur la carte I.G.N., on peut observer sur le terrain, des reliefs gneissiques plus élevés de 20-30 mètres que le granite (entre les réseaux des O. Ifrak au Sud et Tidjilgaouine au Nord). Ces cols sur la ligne de faille, comme le tracé même des oueds adaptés à cette ligne de faiblesse font penser que ce grand accident n'a pas dû rejouer à une époque récente, mais a été dégagé par érosion différentielle.

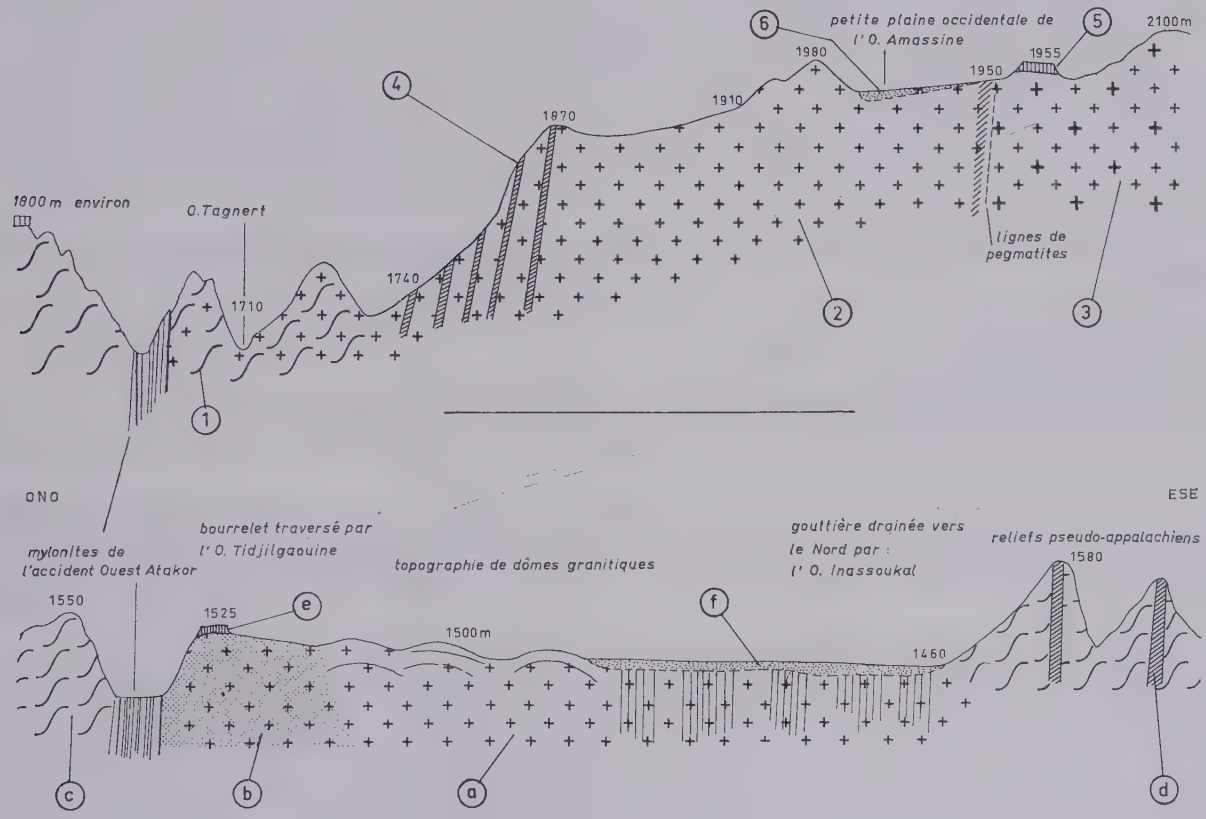


Fig. 104. — Coupes à travers le granite du massif d'Ifrak. La coupe du haut montre la dégradation de la vieille surface prévolcanique en arrière d'un seuil structural local : 1 - granite migmatitique ; 2 - granite d'Ifrak ; 3 - granite de Taessa-Ilamane ; 4 - filons d'aplite et pegmatites ; 5 - « vieux basaltes » ; 6 - alluvions récentes. La coupe du bas traverse le niveau « moyen » au Nord du massif, bordé par un bourrelet de granite plus résistant : a - granite blanc ; b - granite rouge du bourrelet ; c - gneiss ou migmatites ; d - microgranite ; e - basalte ; f - alluvions récentes.

Plus au Nord, des mesas en « chenilles processionnaires » réapparaissent, sur l'interfluve entre les O. Ifrak et Tidjilgaouine et leur forme fait penser à une « coulée de pente ». Puis l'O. Tidjilgaouine débouche dans une plaine sableuse triangulaire qu'il traverse en étranger du SE au NO, tandis que

1. En particulier, l'O. Amassine inférieur, rectiligne sur près de 7 km avant son confluent avec l'O. Ifrak.

les oueds anastomosés ou divagants qui drainent ces surfaces sableuses vont se rassembler dans UNE GOUTTIÈRE TRÈS ÉVASÉE SSO-NNE pour former l'O. Inassoukal. La topographie devient beaucoup plus calme (NF 31-XVIII-XXIV nº 207) avec des paysages classiques de petits tas de boules vers 1 500-1 550 mètres, dominés de 35-40 mètres par la crête filonienne de la cote 1557. On trouve, en particulier au débouché de l'O. Tidjilgaouine, de très belles terrasses « moyennes » graveleuses, tandis que la partie aval des petits pédiments qui entourent les tas de boules est couverte d'épandages de graviers de quartz et de microgranite, anguleux, surmontés de 20-40 cm de limons gris du Pluvial du Paléolithique supérieur (fig. 143).

Pourtant sur la photo NF 31-XVIII-XXIV nº 215, on peut remarquer qu'au NO, CETTE PLAINE S'ARRÊTE LE LONG D'UN BOURRELET TRÈS LÉGÈREMENT EN RELIEF qui donne cette allure en pointe vers le Nord, à la rencontre des faisceaux de microgranite. Or, l'O. Inassoukal et surtout l'O. Tidjilgaouine ne peuvent franchir cet obstacle qu'au prix de gorges très étroites. L'O. Tidjilgaouine, pourtant important, n'a réussi qu'à ouvrir un étroit couloir dans des microdiorites altérées et écrasées, sans pouvoir entamer les épontes d'un granite rouge extrêmement dur. Par des chutes et des gueltas, l'oued doit racheter une dénivellation de 70 mètres (1 500-1 430 m) en moins d'un kilomètre. Ce bourrelet marginal de granite rouge, avec cette gorge, fait aussitôt penser aux gorges des O. Ouazène ou Tadadine dans le massif de l'Aheleheg et il s'agit effectivement du même problème :

a) **La plaine de l'O. Inassoukal,** perchée à 60-70 mètres en arrière de ce bourrelet est tout à fait comparable à celle des O. Adelaïde et Berthe dans le « roof pendant » oriental de l'Aheleheg, mais ici elle est taillée dans un granite blanc, très diaclasé, drainé en fonction du point le plus bas de ce bourrelet, c'est-à-dire tout au Nord. Cette plaine résulte donc d'une dégradation lente en arrière du bourrelet et quelques petits témoins basaltiques [1] conservés sur le bourrelet semblent encore jalonner une surface d'épanchement antérieure à cette alvéole (fig. 104). L'O. Tidjilgaouine, dont la gorge est adaptée à une roche très altérée, correspond à une capture récente d'une partie de cette alvéole (à l'Ouest) et de l'oued principal, descendant de la Koudia. On voit encore magnifiquement l'ancien tracé de l'oued capté sur la photo NF 31-XVIII-XXIV nº 207.

b) **Cette évolution morphologique s'explique très facilement par l'opposition de deux granites :**

— *Le granite blanc de l'alvéole est le granite d'Ifrak assez densément diaclasé.* Ses cristaux sont fort bien formés et très peu « engrenés » :

— quartz abondant ;
— grands microclines perthitiques très frais contenant quelques petits plagioclases ;
— plagioclases à clivages assez décollés et fissures fréquentes ;
— enfin, biotite en cloisons relativement abondante et en partie chloritisée, et très peu de muscovite. Il faut noter aussi des phénomènes de myrmékite très fréquents (M. TERS).

— *Le granite rouge de la gorge commence brutalement à l'amont de la gorge.* Sur le terrain, il se différencie non seulement par sa couleur rouge ou rose, mais par un incontestable enrichissement postérieur en quartz (en amas, en gros cristaux dans la roche ou en nids de pegmatites), en filonnets de silicification et aussi par des taches vertes d'épidote qui lui donnent un faciès assez particulier sur une largeur d'environ 1 km :

En lame mince, on note aussi une structure très engrenée liée à une cristallisation désordonnée, sans grandes plages de microcline. Les quartz sont relativement assez fissurés avec une extinction roulante fréquente ; les plagioclases sont abondants, tordus, parfois altérés et très sodiques (J. BOISSONNAS m'a aimablement confirmé leur nature albitique) ; les microclines sont relativement abondants, avec des fissures remplies de chlorite. La biotite est assez rare et dispersée, avec de la chlorite ou rarement de la muscovite associée ; ces micas sont très isolés dans la masse, mais reliés par des fissures à remplissage micacé ou ferrugineux qui semblent en réduire la porosité. Ceci semble confirmé par le dégagement gazeux extrêmement abondant que fournissent à l'écrasement, les quartz de ce granite, prouvant que les innombrables inclusions de 4-5 microns, qui sont visibles dans la masse du quartz, n'ont jamais été mises en rapport avec l'atmosphère. Ce granite peu poreux et très cohérent paraît capable de résister aussi bien à l'altération chimique qu'à la désagrégation granulaire.

Or, ce faciès de granite rouge se poursuit très loin vers le SSO. Un échantillon prélevé en bordure, au SO du filon 1557, tout près de l'accident Ouest Atakor présente encore le même faciès [2], avec ses

1, Les mesas s'allongent en guirlandes, car elles sont conservées uniquement en raison de la résistance de leur substratum, sur lequel elles ne donnent pas de corniches, mais des versants très doux. Un de ces témoins, sur la rive droite de l'O. Tidjilgaouine domine l'oued de près de 100 mètres (1 525-1 430 mètres).

2. C'est un granite assez pauvre en quartz, plus riche en albites qu'en microclines. Les biotites sont presque absentes et transformées en chlorites, tandis que des amphiboles, héritées sans doute d'une roche antérieure calcique, sont transformées en chlorite également (action hydrothermale ?). La roche paraît peu sensible à la désagrégation granulaire à cause de sa structure irrégulière et engrenée et peu altérable sous climat sec car toutes ses fissures sont remplies de chlorite et d'épidote, éléments chimiquement stables (M. TERS).

manifestations d'origine hydrothermale, liées sans doute à la zone de mylonites. On peut penser que ce faciès se prolonge le long de la bordure Ouest du granite d'Ifrak, expliquant ainsi l'extrême netteté de ce talus granitique.

Conclusion : On hésite à faire de cette alvéole un niveau d'érosion particulier puisqu'il est prouvé que la plaine perchée de l'O. Inassoukal a pris naissance en arrière d'un magnifique seuil structural à l'Ouest et au Nord, avec la protection des crêtes de microgranite à l'Est. Ce niveau ne se retrouve pas dans le massif d'Abdassène où les pentes d'érosion se poursuivent jusqu'à la bordure et cet argument paraît décisif.

3) *LE NIVEAU INFÉRIEUR EN RELATION AVEC LES PETITES PLAINES DE BORDURE :*

En débouchant de sa gorge, l'O. Tidjilgaouine suit un large couloir sablonneux où il descend de 1 430 à 1 400 mètres en 5 km (6‰). Malgré les apparences, ce couloir ne se localise pas exactement sur la bordure du granite qui affleure parfois sur la rive gauche et, en « îlots » dans le couloir sableux. Il est lié à des fractures multiples, parfois des mylonites qui divergent de l'accident Ouest Atakor vers le NNE. En aval, sur 5 km encore et avec une pente identique (6‰) la vallée se localise réellement sur la bordure du granite. Ce long couloir est dû à une érosion différentielle récente (Quaternaire ?) et n'a pas modifié l'extrême régularité des altitudes qui s'abaissent lentement vers la « gouttière » des O. Zerzoua et Hirafok, avec de nombreux lambeaux de coulées basaltiques [1].

Vers le Nord, les crêtes de microgranite diminuent également d'importance et ne jouent plus le rôle d'interfluve, ce qui permet le rassemblement des oueds dans la grande confluence en amont de la guelta de Timesdelsine. Juste à l'Est, les petites crêtes noirâtres qui forment le bel inselberg du Selidrar (150 mètres) paraissent liées à un rameau divergent de ces filons vers le NNE. Mais, après vérification sur le terrain, il s'agit de bandes alternées de gneiss et d'amphibolites.

Plus à l'Est, la partie Nord du granite d'Abdassène n'a pu être atteinte par la reprise d'érosion qu'au prix de gorges à travers le faisceau des microgranites, à partir de l'O. Tidjilgaouine ou à partir de l'O. Abdassène (NF 31-XVIII-XXIV n° 206). Ce granite a donc été relativement protégé. Pourtant cette reprise d'érosion se traduit aussitôt par un développement brutal de l'érosion aréolaire et la formation d'alvéoles ou de pédiments comme au NO, où s'individualisent de nombreux castle kopje. Cette extrême fragilité s'explique sans doute par une fracturation du granite qui dépasse tout ce que nous avons rencontré jusqu'ici (NF 31-XVIII-XXIV 204-205). C'est pourquoi de petites alvéoles sableuses naissent un peu partout autour du volcan récent coté 1821, qui s'est localisé précisément dans ce granite extrêmement fissuré.

4) *CONCLUSION :*

Si on exclut le niveau « moyen » (les plaines sableuses de l'O. Inassoukal) qui semble s'expliquer par dégradation lente en arrière d'un seuil structural, on retrouve les deux phases d'érosion déjà définies à l'Aheleheg :

— *La haute surface prébasaltique* que l'on suit avec certitude jusque vers 1 950 mètres et qui se dégrade ensuite jusque vers 1 870-1 900 mètres (fig. 104) à environ 15 km au Nord de la ligne de faîte (Tahat). Elle disparaît beaucoup plus rapidement sur le flanc Nord de l'Atakor qu'au Sud où la « surface des mesas » témoigne encore de son existence au pied du Taourirt de l'Aheleheg à 1 550-1 650 mètres d'altitude, mais à environ 50 km de la ligne de faîte.

— *Le niveau des couloirs et alvéoles* qui se développe à la bordure des massifs d'Ifrak et d'Abdassène et commence le dégagement des massifs en fonction du niveau des plaines de la bordure de l'Atakor vers 1 400-1 450 mètres. Ce niveau est bien connu aussi à l'Aheleheg, vers des altitudes très voisines, mais le dégagement du massif granitique y est plus développé.

La grande différence entre les flancs Nord et Sud provient donc de l'extension très inégale de la surface prébasaltique qui s'abaisse très lentement au Sud alors qu'elle disparaît brusquement au Nord-Ouest. L'existence du niveau « moyen » au Nord seulement, créant une zone de transition de 10-15 km entre les deux autres niveaux, semble en relation avec cette différence de courbure dans la déformation de la surface prévolcanique. Seulement il est impossible de dire, pour l'instant, si ce modelé différent du flanc Nord est dû simplement à une plus grande activité de l'érosion favorisée par des pentes plus

1. A l'aval de ce couloir, la surface et les mesas sont à 40 mètres au-dessus du thalweg, contre 100 mètres à l'amont : la pente de l'oued est moins forte que celle de la surface qui nivèle les crêtes (6‰ contre 9‰).

fortes (mais bloquée par un seuil structural), ou bien s'il faut faire intervenir des accidents tectoniques, liés à la courbure plus forte du bombement. Deux fractures, l'une SO-NE, l'autre OSO-ENE, prennent en écharpe les deux massifs, mais aucun talus ne les accompagne. Pourtant divers indices montrent qu'il y a eu des mouvements du sol liés au volcanisme, vers le début du Quaternaire.

III. — L'INFLUENCE DES FACTEURS TECTONIQUES.

Ce problème des influences tectoniques dépasse le cadre des raccords entre surfaces d'érosion. Le modelé en gradins de ces granites de la face Ouest de la Koudia est, en effet, assez surprenant. Leur comportement fait penser à ces granites que signale P. Birot (1962, p. 196) et « qui ne forment d'escarpement qu'à la limite du recul du cycle le plus récent mordant sur une vieille surface ». Ils n'ont pas la résistance des granites discordants de l'Aheleheg ou de l'In Tounine qui sont dégagés en Inselgebirge, mais ils donnent des niveaux étagés nettement plus imposants que le modelé des granites migmatitiques des bordures de l'Atakor (région d'Idelès, Aguenar, Tit) qui sont presque totalement aplanis. La raison de ce comportement intermédiaire est peut-être d'ordre pétrographique, par suite du caractère « mixte » de ces granites qui rend si difficile leur classification. On peut remarquer, en effet, que ceux qui se rapprochent le plus des massifs « discordants » (Tessibent, Torak, Taessa) tendent vers le dégagement d'Inselgebirge alors que les granites à caractère plus migmatique (Abdassène et surtout Ifrak) sont plus franchement taillés en gradins. Mais on ne peut s'empêcher de penser que ces escarpements importants peuvent être en relation aussi avec une érosion intense influencée par des déformations récentes. En effet, cette zone des contreforts de la Koudia présente des formes inexplicables par la seule action de l'érosion qui sont probablement des indices de ces déformations :

A. — L'EXISTENCE DE DÉPRESSIONS « VOLCANO-TECTONIQUES »

Ces granites sont jalonnés de petites alvéoles brutalement enfoncées dans les massifs de Tessibent, du Torak (alvéole de Tedrouri) ou au Nord-Ouest de la Taessa (O. Tin Tebarert), auxquelles il faut encore ajouter deux dépressions identiques, l'une au Sud du granite d'Ifrak, l'autre taillée à l'emporte-pièce dans le granite d'Abdassène (Tahag).

1) *AU S-SE DE L'ALVÉOLE D'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE DU HAUT O. AMASSINE*, sur le contact entre granites d'Ifrak au Nord et d'Ilamane-Taessa au Sud, se creuse un petit bassin enfoncé de 70-80 mètres en contrebas de la haute surface vers 2 050 mètres (NF 31-XVIII-XXIV-nº 164). On est surpris par l'allure rectiligne de ses bords Ouest et Sud et par le revêtement noirâtre de ses glacis dans cet environnement granitique. Mais il faut descendre les versants très raides de ce petit bassin pour s'apercevoir qu'au fond n'affleure pas de l'arène granitique, mais un curieux matériel volcanique sur une surface de 800 × 100 à 200 mètres.

a) LE ROLE DU VOLCANISME SE TRADUIT DE DEUX MANIÈRES :

— *Par ce remplissage généralisé de cendres grises* renfermant des blocs anguleux et frais de basalte, de granite fin migmatitique et de migmatites en nombre bien plus important que le granite d'Ilamane qui affleure tout autour (sauf à l'extrême NE où il fait place au granite d'Ifrak). Le calibre de ces éléments incorporés dans les cendres augmente du SO (graviers) vers le NE (blocs de 10 à 20 cm et plus).

— *Par l'existence, au NE précisément, de deux petits appareils :* du plus ancien, il ne reste qu'un demi-cercle, tandis que le second est un cylindre de 10-12 mètres de diamètre constitué par un basalte très noir et compact avec de très grands cristaux d'ilménite et de plagioclases. Des blocs de socle sont incorporés dans la lave qui s'est localement refroidie en rosaces. Ces deux necks (?) paraissent être montés à la phase finale d'une éruption de cendres et de boue dont les projections entourent le basalte. Au Nord, on observe des dépôts stratifiés inclinés de 15-20º, commençant par un encroûtement jaune brillant (soufre ?), puis 1 mètre de sables verdâtres volcaniques, puis 1 mètre de lits argileux blancs ou gris interstratifiés avec des sables noirs volcaniques cimentés par de la limonite, enfin à nouveau des sables et gravillons basaltiques sur 2 mètres. Dans les cendres, on remarque aussi que certains blocs

sont très émoussés parmi les granites et les basaltes et, même, on trouve de véritables « toupies » aplaties, taillées dans des diatomites finement litées et assez compactes. D'une part ces toupies semblent indiquer un polissage dans un liquide ou un gaz animé de tourbillons rapides (volcan de boue ?) [1], d'autre part, cette belle diatomite prouve qu'ici existe en profondeur le même faciès lacustre qu'à Tessibent, Tedrouri ou Tin Tebarert.

b) UN BASSIN TECTONIQUE ?

C'est l'hypothèse qui vient à l'esprit quand on examine les contacts de ce remplissage avec le granite environnant :

— *Au NO, le contact est brutal, rectiligne :* une muraille de granite de 60-80 mètres s'élève d'un seul jet, dans un granite pourtant assez grossier. Vers le bas du versant, on observe un filon d'aplite et une fracture parallèles à la bordure et qui se prolongent vers le SO et surtout vers le NE, dans le granite d'Ifrak et jusqu'à l'O. Kala Tasset.

— *Au SE, le contact sinueux fait penser à une forme d'érosion mais, sur le terrain, on constate que les projections volcaniques s'arrêtent selon une faille* qui fait environ 10° avec la précédente et qui est soulignée par des silicifications dans un granite broyé et violacé. Cette fracture est jalonnée par deux minuscules pointements de basalte noir à gros phénocristaux. Les deux rentrants de la bordure sont en fait des pédiments taillés aux dépens de la limite SE du bassin et séparés par une avancée de granite sain. En effet, à la surface des deux pédiments, le granite est étrangement désagrégé et l'on en trouve vite la cause : des petits monticules apparaissent où le granite d'Ilamane est tout lardé, imprégné de basalte et extrêmement fissuré et prend une curieuse couleur mauve. En un point, des « cendres » grises mêlées de blocs apparaissent. On a l'impression, comme dans tous les autres bassins, que, plutôt qu'un bassin tectonique, on est en présence d'un volcanisme « avorté », surtout fumerollien, avec injection de basalte dans la roche, qui aurait préparé le granite à une désagrégation fulgurante. Cependant, il subsiste deux graves objections :

— Ce bassin est presque dépourvu d'exutoire et on voit mal le mécanisme du transport de tout ce sable par l'étroite rainure d'aval sans un quelconque élargissement de cet exutoire.

— Mais surtout, dans ce cas, les blocs enrobés dans les « projections » devraient être tous autochtones, alors que le granite d'Ilamane est le moins représenté dans les pourcentages.

D'autre part, l'hypothèse d'un petit bassin d'effondrement triangulaire est difficilement acceptable du point de vue tectonique [2]. On peut en atténuer le rejet éventuel en envisageant plusieurs petites failles parallèles et aussi en remarquant que dans le « cap » entre les deux pédiments affleure un faciès porphyroïde fin du granite d'Ilamane, qui ailleurs est un faciès de coupole : il est peut-être un vestige d'une ondulation « synclinale » du toit originel du batholite, ce qui permettrait de limiter fortement l'ampleur d'un éventuel effondrement. De toute façon, le creux semble antérieur aux dépôts volcaniques (puisque ceux-ci sont classés en fonction de l'allongement du bassin) et sans doute aussi à un lac à Diatomées antérieur aux projections. Ces dernières ne peuvent guère être très anciennes : on peut seulement dire que la terrasse « moyenne » graveleuse repose dessus en discordance et que des sols noirs ou bruns tapissent de petits vallons à leur surface.

2) *LE BASSIN DU TAHAG DANS LE GRANITE D'ABDASSÈNE :*

Cette petite plaine de 800 × 500 mètres, quadrangulaire, est encastrée dans la partie SE du massif granitique et traversée par l'O. Abdassène [3]. Elle constitue d'ailleurs le seul élargissement, « anormal », sur les dizaines de kilomètres de gorges, très étroites et encombrées de blocs, que suit ce grand oued à travers le massif. Elle est moins enfoncée que la précédente (20 à 40 mètres) mais avec des bordures tout aussi raides et rectilignes (NF 31-XVIII-XXIV-176-177).

1. Aucun des volcanologues, dont P. Bordet et H. Tazieff, qui ont eu l'amabilité d'examiner ces « toupies » n'a pu me citer de formes actuelles identiques.

2. « Il semble qu'il y ait une limite inférieure au-dessous de laquelle le terrain ne se casse pas ou se casse moins souvent ». « La plus grande fréquence est réalisée si la progression des tranches est arithmétique entre 300 et 400 mètres, si elle est géométrique, entre 500 et 1 000 mètres » (A. Cailleux, *Rev. géom. dyn.*, sept-oct., 1958). Or ici, le petit côté au NE, au contact entre les granites d'Ilamane et Ifrak, mesure seulement 150 mètres, mais ce rebord est un talus vertical de 5-10 mètres de haut.

3. Dans le bassin du Tahag (1 840 mètres d'altitude), l'oued s'élargit en bras anastomosés envahis par les Tamaris, mais il reste contenu entre de hautes terrasses étagées.

a) LA NETTETÉ DES BORDURES :

Ce petit bassin se situe en effet dans une région où le granite s'individualise par une densité extrême des diaclases, une véritable « schistosité » E-O (fig. 105), dans une zone probable d'écrasement. Ces conditions devraient normalement amener un recul très rapide des versants et pourtant ceux-ci restent d'une extrême rigidité.

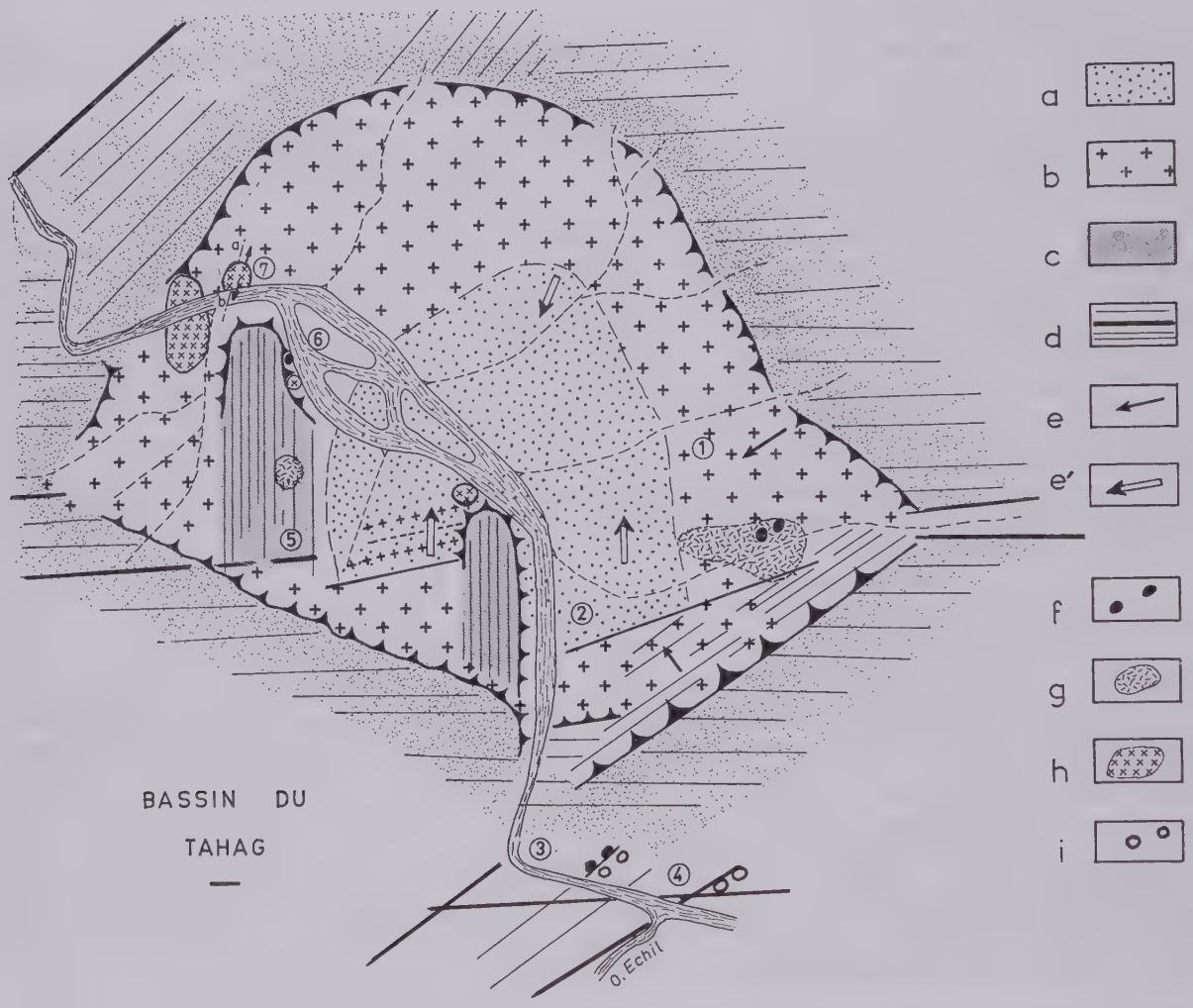


Fig. 105. — La dépression volcano-tectonique du Tahag : a - extension présumée des dépôts lacustres conservés ; b - zone où le granite a été désagrégé puis nivelé ; c - deux môles de granite sain très diaclasé ; d - diaclases et fractures ; e - forte inclinaison des diaclases ; e' - pendage des alluvions lacustres déformées ; f - affleurement de basalte en place (neck) ; g - cendres en place visibles ; h - montées de sel et de roches noires ; i - fractures remplies de carbonates et de sel.

— *C'est au NE que cette observation est la plus frappante ;* on y observe, (en 1), dans les entailles des pédiments, un granite très désagrégé avec de curieuses formes de « boules préformées » soulignées par de la limonite. Des diaclases subhorizontales découpent le granite en touches de piano ou en lanières inclinées vers la dépression. Or ce granite désagrégé s'arrête net au pied du versant sans intercalation d'une faille, mais plutôt d'un réseau de diaclases assez denses et parallèles à cette bordure. Le granite a pourtant le même faciès de part et d'autre, mais la dépression correspond à une zone altérée que l'érosion n'a fait qu'exploiter.

— *Au SE, le versant se calque beaucoup plus directement sur une grande fracture SO-NE* [1], direction fréquente du granite d'Abdassène et identique à celles du bassin du Sud de l'O. Amassine. Or, comme

1. Cette fracture et d'autres plus petites sont des zones de broyage du granite avec recimentation siliceuse mauve. Des diaclases perpendiculaires découpent le granite en « bancs » inclinés, ici aussi, vers la dépression.

dans ce bassin, on constate ici que des cendres (renfermant des blocs) et des dépôts lacustres remplissant la dépression sont brutalement interrompus au contact du granite selon cette direction SO-NE. Le granite, à grain grossier, n'a presque pas reculé depuis cette limite.

— *Au SO, le contact est également très franc entre le granite et les formations lacustres selon une direction OSO-ENE*, exactement parallèle à celle de « microplis » dans la formation lacustre (*cf.* p. 473 et Pl. XXII, fig. 3), qui paraissent trop violents vu la pente pour être dus au seul « slumping ». On a l'impression que ces petits plis traduisent une déformation postérieure du fond de la cuvette lacustre. Sur cette bordure SO, les directions OSO-ENE se combinent avec des directions NS pour donner deux « môles » de granite plus résistant qui s'avancent vers le centre du bassin. Le plus à l'Ouest est formé d'un granite fin porphyroïde plus résistant que le granite normal, ce qui lui a permis de subsister en îlot rocheux. Sur ce monticule on remarque aussi de très nombreux filons d'aplite, qui semblent associés à ce « faciès de coupole » du granite fin. Comme dans le bassin au Sud de l'O. Amassine, cette curieuse dépression semble être associée à une ondulation du « toit ». Cette hypothèse diminuerait, sans la supprimer, l'ampleur des mouvements verticaux que l'on soupçonne autour de ce bassin.

b) L'ÉVIDENCE D'INTERVENTIONS DU VOLCANISME :

Comme dans le bassin du Sud d'Amassine, on observe, surtout à l'Est de la dépression, un remplissage de projections grises qui ici renferment très peu d'éléments du socle, mais *beaucoup de scories de basalte spongieux qui font penser à des émissions de type strombolien*. Ces projections ont été submergées par de gros apports de graviers de la terrasse moyenne, provenant de l'érosion des granites désagrégés de la bordure NE. Cependant, malgré cet alluvionnement, on peut distinguer quelques petits pointements de basalte compact (non spongieux), d'un diamètre de 2-3 mètres chacun, et en place. Ces basaltes sont entourés de scories très fortement cimentées. Ce type d'appareil minuscule, émergeant à travers de grandes masses de projections, rappelle tout à fait celui du bassin au Sud de l'O. Amassine, mais aussi ceux de l'O. Tin Tebarert, toujours liés à des fractures. Ici ces pointements sont liés sans doute à une fracture parallèle à celle de la bordure. Or d'autres fractures de même direction sont recoupées en amont par l'O. Abdassène (3 et 4 sur la fig. 105) et présentent un curieux remplissage de blocs de basalte sur 10-30 cm de large, avec un ciment carbonaté ou natroné. Sur une fracture remplie de quartz écrasé, on voit surgir des bulles de natron et, en aval, des plaques travertineuses perchées à 2-3 mètres au-dessus du thalweg prouvent que *ces dépôts hydrothermaux, en déclin, ont été plus importants à une date récente*. Ailleurs, d'autres fractures sont remplies d'éléments ferrugineux rouge brique (en 5) ou bien le granite, écrasé en brèche, est tout imprégné de limonite autour d'un petit affleurement de cendres grises cimentées (à l'extrême Ouest). Or, « les sources thermales ne sont pas nécessairement d'origine volcanique et leur présence seule ne suffit pas pour décréter l'existence d'un cryptovolcanisme en profondeur » (A. RITTMANN, 1963, p. 224), mais ce volcanisme est présent en d'autres points.

En effet, la coupe visible sur la rive gauche de l'oued (en 6 sur la fig. 105) apporte la preuve de montées récentes de lave basaltique injectée dans le granite (fig. 106) et amenant la fragmentation, voire la pulvérisation de celui-ci en brèche anguleuse. Cette lave est ici indiscutablement associée à du matériel pyroclastique, à des venues ferrugineuses et à des montées salines (natron ?) [1] et on trouve également du soufre et des cendres pyriteuses. Cette coupe montre donc que ces phénomènes épars dans le bassin sont liés entre eux et appartiennent à *un « cryptovolcanisme » qui se manifeste en surface tantôt par une intense fragmentation du granite, tantôt par des circulations d'eaux thermales le long de fractures, parfois enfin par l'arrivée en surface du matériel pyroclastique et de la lave*. En 7, à l'extrémité du môle SN, on peut voir plusieurs affleurements arasés près de l'oued où des roches très noires et très lourdes forment un reg très sombre d'où proviennent de vastes efflorescences de natron(?), avec encore de grosses boursouflures actuelles. Pour le plus au Nord de ces minuscules appareils, on distingue *une sorte de « cheminée » de 20 mètres de diamètre formée de roches noires et très lourdes*, de scories basaltiques, de quelques roches du socle et d'épidote ; le socle est intensément fracturé autour avec des diaclases en dôme qui recoupent tous les systèmes antérieurs comme s'il y avait eu poussée vers le haut. Le sel exsude de toutes ces fractures rongeant le granite sous l'effet de la désagrégation par les sels due au natron (Salzsprengung).

3) *INTERPRÉTATION DE CES ALVÉOLES VOLCANO-TECTONIQUES*. A la lumière de ces observations, on peut dire que ces alvéoles ne sont certainement pas dues à une érosion différentielle normale, puisque les bordures sont rectilignes sans raison apparente et que parfois le

1. Ce natron (CO^3Na^2) résulterait de la réaction d'un basalte riche en calcium et d'un granite riche en sodium. Ce sel imprègne d'ailleurs les argiles lacustres du bassin, en efflorescences ou en concrétions.

Coupe d'un "appareil avorté" à l'ouest du bassin du Tahag

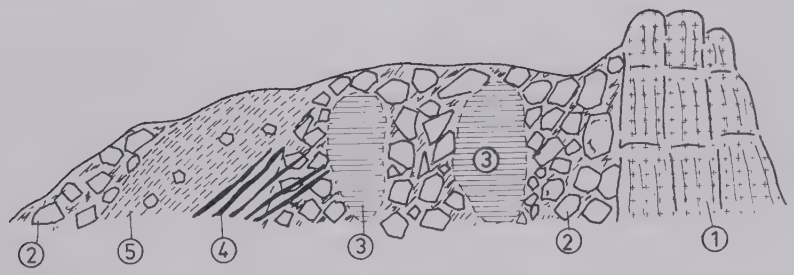


Fig. 106. — Essai d'explication du crypto-volcanisme du bassin du Tahag ; en haut coupe d'une montée de sel, suivant le tracé a-b du croquis précédent. En bas, apparition du matériel pyroclastique et de lave dans une zone très fissurée : 1 - granite gris très fin parcouru d'aplites (faciès de coupole ?») ; 2 - granite transformé en brèche et parcouru de filonnets ferrugineux ; 3 - basalte gris violacé en poches indiscutablement en place ; 4 - filonnets limonitiques très abondants (ancienne source ferrugineuse ?») ; 5 - matériel pyroclastique (cendres gris verdâtre, petites ponces basaltiques) renfermant des boules de sel de 10 cm de diamètre environ. Cette coupe se trouve en 6 sur la figure 105.

faciès le plus résistant (porphyroïde fin) affleure au centre des deux alvéoles précédentes. Cependant, il y a eu préparation de la roche à la fois en brèche granitique autour des appareils et surtout par Salzsprengung due à une imprégnation par les sources natronnées. Ces manifestations volcaniques n'ont pas pris le caractère d'une explosion grandiose (type Teguit) car aucune projection n'est visible autour de ces alvéoles. D'autre part, la forme de ces bassins n'évoque ni un cratère, ni une subsidence volcanique. Il y a eu plutôt des injections de basalte à très faible profondeur dans un grand nombre de fractures, avec quelques évents par où sont sortis les ponces et le matériel pyroclastique et surtout des fumerolles et des sources natronnées ou ferrugineuses. TOUT SE PASSE COMME SI LE MAGMA S'ÉTAIT FIGÉ EN PROFONDEUR TANDIS QUE LES SOLUTIONS PNEUMATOLYTIQUES RÉSIDUELLES PARVENAIENT A LA SURFACE DANS DES CHAMPS FUMEROLLIENS LIMITÉS A CES ALVÉOLES. Ce mécanisme pourrait se rapprocher des « volcans embryonnaires » décrits dans le Jura Souabe où l'explosion a été de très faible envergure et n'a réussi qu'à fracturer et pulvériser la roche « sans provoquer d'éjection massive de matériau fragmenté »[1]. Ces volcans de gaz se terminent souvent par des dépôts hydrothermaux ferrugineux.

Cette montée de magma s'est produite de préférence dans les zones très diaclasées des massifs granitiques, rendant l'étude d'éventuels rejeux de ces fractures extrêmement difficile. Mais on peut tout de même affirmer qu'il y a eu de petites déformations puisque les sédiments lacustres de l'O. Tin Tebarert sont dénivelés d'une trentaine de mètres et que ceux du Tahag sont plissés d'une façon si intense que, même sous l'eau, il semble impossible de les expliquer par un glissement par gravité (*cf.* Pl. XXII, fig. 3). A. CAILLEUX, en examinant des photos de ces petits plis les compare aux plissotements dus à la néotectonique au pied de la faille de St-Andreas (Californie). Le fond de ces anciennes cuvettes lacustres a donc été déformé au Tahag comme à l'O. Tin Tebarert, postérieurement aux dépôts lacustres villafranchiens (*cf.* p. 458 et 473).

1. A. RITTMANN (1963, p. 224) oppose ces « volcans de gaz » aux « maare » qui comportent des retombées de gros fragments rocheux.

B. — EXTENSION DE CES CONCLUSIONS AU RESTE DE LA KOUDIA

De très nombreuses failles dans les granites proches de la ligne de faîte présentent des manifestations passées ou même actuelles d'une activité hydrothermale ou volcanique [1].

1) *Les plus spectaculaires se rencontrent dans le bassin de Tagnert* (fig. 103). Ainsi à l'aval des greniers, sur la rive droite de l'O. Tagnert, les sources appelées Tit tan Taïhed sont liées à une grande fracture SSO-NNE juste à l'Est de la table phonolitique de l'Ayeloum. Le granite au voisinage de la fracture est broyé et recimenté par de la silice mauve et jalonné de sources natronnées, avec des suintements et des mares sursaturées actuels mais aussi d'énormes encroûtements natronnés ou carbonatés [2]. Or dans les brèches granitiques au voisinage des fractures, on trouve des blocs de basalte cimentés dans le sel et parfois même de petits pointements de basalte enraciné. En un point, c'est toute une fracture OSO-ENE qui a été injectée de basalte à la manière d'un dyke. Même le filon de quartz proche des greniers prend des teintes mauves et présente quelques suintements salifères.

2) *La faille de même orientation SSO-NNE à l'Ouest de l'Ayeloum* présente exactement les mêmes caractères. En un point, les accumulations salines cristallisées ont donné naissance à un cône magnifique de 12 mètres de diamètre et 2 mètres de haut surmonté d'une vasque aujourd'hui asséchée. De petits pointements de basalte sont visibles et, en un point, un petit neck de lave « acide » est accolé à la zone fracturée. Or, entre les O. Tagnert et Adarou, cette fracture coïncide avec la bordure du batholite. Là le phénomène prend une grande ampleur : les efflorescences de natron tapissent tous les fonds de vallées et le natron sort en bulles qui éclatent à la surface de toutes les fractures [3]. Sur les versants, des encroûtements étagés de plaques de natron prouvent qu'il y a eu au moins deux périodes importantes d'accumulation saline antérieures [4]. Or le rôle du natron est ici évident sur la morphologie : le granite se désagrège partout en gravillons et les pentes, parsemées de chicots ruiniformes s'adoucissent chaque fois que des efflorescences existent dans les vallées. L'absence de toute végétation (excepté quelques *Caralluma venenosa*) permet une action brutale du ruissellement sur cette roche désagrégée et une évolution très rapide du modelé. Ainsi, en un point où une série de suintements alignés ont désagrégé le granite de tout un côté de la fracture (celui vers lequel se fait l'écoulement), la ligne de faille est dégagée en talus de plus de vingt mètres de haut.

3) *Enfin, dans le prolongement de la faille à l'Est de l'Ayeloum, au Sud de l'O. Adarou, de petits appareils de lave noire apparaissent (10 à 50 mètres de diamètre), toujours accompagnés de grandes efflorescences de natron* qui ont complètement désagrégé le granite. Ainsi on peut affirmer que la petite plaine de l'O. Amadjousses allongée sur 400 mètres le long de la fracture (NF 31-XVIII-XXIV, n° 165) est entièrement due à cette étonnante désagrégation par le sel. Or il est fort probable que l'on puisse étendre ces conclusions au moins au bassin de Tagnert où de nombreuses fractures violacées semblent avoir connu cette phase thermale et correspondent exactement à la grande zone où le granite est raviné presque comme des bad-lands au NE des greniers... Mais plus largement encore, n'y-a-t-il pas une curieuse coïncidence entre la morphologie des hautes vallées et ce thermalisme au niveau de la ligne de faîte de la Koudia ?

CE PROBLÈME DÉBORDE LE CADRE DES GRANITES :

En effet dans le domaine de la Koudia occidentale, les reliefs granitiques sont presque les seuls à être dégagés de leur couverture volcanique, ce qui permet une observation plus précise de ces curieuses dépressions volcano-tectoniques. D'autre part, ces granites « jeunes » sont les roches les plus isotropiques, avec des cassures nettes et spectaculaires et les plus légères, ce qui facilite peut-être ce curieux volcanisme :

1) **De telles dépressions, moins visibles, ne sont sans doute pas absentes ailleurs**. Mais leur découverte ne peut être recherchée systématiquement ; elle est le fait du hasard. Ainsi sur l'O.

1. Déjà C. Kilian avait signalé à M. Lelubre (1952 a, II, p. 324), une ancienne solfatare au NO du Tahat qui est peut être la dépression volcano-tectonique du Sud de l'O. Amassine. R. Maire (1933, p. 148), signale dans la région de l'Ilamane des fumerolles qui n'ont plus été signalées par la suite.

2. Ce granite silicifié est souvent en relief. Les sources se situent alors à la base du filon. L'une d'elle, perchée à 30 mètres au-dessus de l'O. Tagnert a littéralement cuirassé les pentes granitiques de plaques salines, de 0,5 à 1,5 m d'épaisseur (travertins, magnifiques croûtes zonaires). En amont, l'ancienne source a construit une vasque exactement localisée sur une faille OSO-ENE où le granite est désagrégé et recimenté par une silicification mauve.

3. Ces efflorescences se localisent sur des « intrusions » de roches extrêmement denses et très noires.

4. On peut, dans une vallée privilégiée où existent des terrasses alluviales, dater ces périodes : les encroûtements s'interstratifient d'une part à l'intérieur de la terrasse « moyenne » qui caractérise une période sèche, puis à la base du sol noirâtre du Pluvial récent. Ces périodes ont été des séquences sèches où l'évaporation empêchait l'évacuation des sels vers les cours d'eau importants, comme à l'heure actuelle.

Temorte (NE de l'Assekrem), à 5-6 km environ à vol d'oiseau en aval de la piste automobile, après une longue section rectiligne, on débouche sur une petite cuvette (XVIII-XXIV nº 158) où l'oued et son grand affluent de rive droite s'élargissent énormément, à 70-80 mètres environ en contrebas d'un cercle de corniches (fig. 130). Puis juste à l'aval, l'oued s'engouffre dans une des gorges les plus profondes et les plus difficiles de toute la Koudia (plus de 150 mètres de versants en pente extrêmement raide). Or juste à l'entrée de cette gorge, on observe entre les deux oueds, un petit pointement basaltique enraciné dans le fond du bassin, comparable à ceux des autres alvéoles. Contre ce pointement, on observe du matériel pyroclastique incliné à 20-25º qui forme un minuscule cône [1] et se termine par des dépôts fins, limoneux, ocre jaune contenant des lentilles de sables basaltiques, avec une fine stratification régulière mais inclinée. Ces dépôts paraissent déjà alluviaux (ils renferment quelques galets de basalte ou phonolite) et sont surmontés par des encroûtements superposés de couleur brun ocre (gœthite) sur 1-1,5 mètre d'épaisseur.

Ces encroûtements (20-25 cm) présentent tous le même aspect : une zone centrale poreuse et noirâtre entourée d'une écorce brunâtre trouée de petites alvéoles, tandis que le pourtour jaune safran, présente une structure à tendance lamellaire qui semble indiquer une accumulation en relation avec un plan d'eau. Pourtant la structure de la partie centrale empêche de donner à ces énormes encroûtements une valeur climatique quelconque. En effet R. Maignien m'a aimablement fait remarquer que cette partie de la croûte était beaucoup trop légère (densité 1,8 à 1,9) pour être un encroûtement de nappe (densité 2,5 à 2,6 en moyenne) et, en regardant de plus près, je me suis aperçu qu'il s'agissait de scories basaltiques complètement ferruginisées. Seule la partie lamellaire externe est d'origine alluviale [2], mais le fer était fourni par des sources thermales ferrugineuses qui caractérisent ce type d'alvéole.

Or en amont, sur ces croûtes de fer se sont déposées des alluvions lacustres, imprégnées de limonite et de concrétions salines blanches (natron, carbonates), qui sont exactement semblables à celles du Tahag (*cf.* p. 473) et qui ont certainement été redressées postérieurement puisque leur pendage actuel est de l'ordre de 30º vers l'amont pour les argiles extrêmement fines [3]. Leur déformation ne fait aucun doute ; elle rappelle exactement le cas de Tedrouri où un appareil « acide » se situe aussi à l'aval du bassin, antérieurement aux dépôts lacustres mais a « rejoué » ensuite pour déformer ces alluvions déposées contre son cône pyroclastique.

Enfin on remarque que *cette alvéole se situe sur le bord d'un cône strombolien* dont tout le flanc Est a été remplacé par cette dépression (XVIII-XXIV 158), presque jusque dans le cratère. Elle se place d'autre part à la terminaison Nord d'une longue fracture de plus de 6 km, supposée responsable du tracé de l'O. Temorte (*cf.* p. 268). Ici la combinaison d'influences tectoniques et volcaniques paraît évidente, mais dans ce cadre de basalte et de schistes verts, il n'est pas possible d'arriver à des conclusions aussi précises que dans les granites intrusifs car la dépression a perdu certainement son allure géométrique originelle et les éboulis de basalte ont envahi le bassin [4]. Il faut donc accumuler plus de preuves pour identifier ces bassins, ce qui n'est pas toujours possible, mais je pense qu'il en existe d'autres dans l'Atakor.

2) **Il existe, hors des granites intrusifs, d'autres fractures affectées par ces phénomènes hydrothermaux.** Par exemple, au Sud du massif d'Abdassène, dans la vallée de l'O. Tahassa et dans celle de l'O. Ouassadidène, (affluent de rive droite), des failles visibles près du thalweg exsudent des efflorescences salines actuelles, tandis qu'en aval, des encroûtements énormes [5] (souvent interstratifiés dans la terrasse « graveleuse ») prouvent que ces sources ont fonctionné abondamment et très longtemps. Leurs dépôts (CO^3Ca ou natron) sont semblables à ceux que l'on rencontre très fréquemment dans tous ces oueds du flanc Nord qui drainent ce secteur de cônes basaltiques récents. Dans l'O. Tahassa, ces sources thermales sont issues d'un « champ » de ces curieux basaltes très noirs qui affleurent sur quelques dizaines de m^2, prouvant que ces manifestations ne sont pas purement thermales.

1. On y trouve des blocs anguleux très frais, des roches précambriennes verdâtres qui affleurent dans la région et surtout des ponces basaltiques récentes.

2. Une analyse de cet encroûtement lamellaire (M. Pastoureaud) indique plus de 65 % de Fer, 12,6 % de SiO^2, 2,7 % d'Al^2O^3, 1 % de MgO et de CaO et 19 % de perte au feu.

3. Les argiles varvées ne peuvent pas se déposer semble-t-il avec des pentes supérieures à 16º.

4. Ces éboulis apportent cependant un argument chronologique précieux puisque les alluvions redressées sont recoupées en biseau par le glacis supérieur le plus ancien, tandis que les glacis moyen et inférieur sont présents en contrebas. Le dépôt de ces alluvions lacustres est donc repoussé au moins dans le Quaternaire ancien (*Cf.* fig. 130).

5. Epais de 4 à 5 mètres sur des centaines de mètres de longueur au SE du granite d'Abdassène.

DES MANIFESTATIONS D'UN VOLCANISME AVORTÉ ?

Ces dépressions volcano-tectoniques sont liées à un volcanisme « acide » sur le flanc Sud (Tessibent, Tedrouri) où le volcanisme visible est surtout « acide », à un volcanisme mixte sur la ligne de faîte (O. Tin Tebarert), puis à un volcanisme basaltique sur le flanc Nord (O. Amassine, Tahag, O. Temorte) comme si une certaine quantité de laves n'avait pas pu atteindre la surface et, restant en profondeur, avait soulevé la partie superficielle de la croûte terrestre, provoquant un bombement du socle. Cette hypothèse théorique émise par P. Bordet, puis par P. Bellair (1958) recevrait là un début de confirmation et on ne peut que regretter l'absence de mesures géophysiques précises pour obtenir une confirmation définitive de ce fait. En effet, ces curieuses dépressions sont certainement en relation avec un volcanisme profond qui ne s'est pas manifesté là par des sorties de lave. On peut les rapprocher, peut-être, du « volcanisme embryonnaire » de la Souabe avec ses cheminées remplies de fragments de roches mélangées à des projections basaltiques et des tufs ou bien de ces cratères d'Écosse, au Nord du Firth of Forth, remplis de matériel bréchoïde, mélangé d'agglomérats volcaniques et de tufs basiques. Avec un matériel ultrabasique qui rappellerait les curieux affleurements de roche très noire et très lourde du Tahag par exemple, on peut encore citer les cheminées diamantifères du Transvaal et du Tanganiyka ayant ce même diamètre de quelques centaines de mètres, ce même remplissage bréchoïde et cette montée de lave qui, en Afrique du Sud est la kimberlite (aucune étude pétrographique n'a été faite sur celles du Tahag). Or ces structures crypto-volcaniques de types variés sont associées semble-t-il à la mise en place de laccolites (E. Aubert de la Rue, 1958, p. 105). Peut-être y aurait-il dans les mécanismes particuliers de ce « crypto-volcanisme » la possibilité d'expliquer ce bombement de l'Atakor, avec sa tectonique « souple », presque dépourvue de grands accidents cassants (*cf.* V^e^ partie, chap. I^er^) ? Il ne faut pas négliger cette cause tectonique lorsqu'on oppose l'importance des dénivellations dans les granites des contreforts et la médiocrité des reliefs dans ceux des bordures de l'Atakor.

CHAPITRE III

ALVÉOLES ET PETITS INSELBERGS SUR LES BORDURES DE L'ATAKOR

Lorsque les premiers mouvements de flexure ont définitivement détruit l'équilibre de la vieille surface prébasaltique, l'adaptation de la topographie et de l'hydrographie aux nouvelles conditions s'est trouvée retardée, dans l'Atakor, par les empilements de basalte (trapps) qui ont accompagné ces mouvements. Certaines « coulées de pente » tardives, qui recoupent en biseau la série des trapps, rappellent en quelques points (O. Torak du NE, Ouest d'Ouan Télène, O. Temorte), la phase d'érosion de ces vieux trapps, le long de vallées torrentielles à forte pente. Mais l'exhumation du socle sous-jacent a été fortement ralentie par la présence, vers la base des empilements volcaniques, de coulées très peu altérées qui subsistent très longtemps, surtout lorsque leur soubassement n'est pas altéré (bordure du Tesserlite, Taessa, Ifrak, Tassa n'Djena Nord). Aussi, en dehors de quelques petites « fenêtres » de socle à l'intérieur de la Koudia (vallée de l'O. Iherane par ex.) et de quelques inselbergs prébasaltiques, le substratum a surtout été exhumé à partir des bordures où, suivant les conditions locales, sont apparues des formes d'érosion différentielle plus ou moins prononcées. Cette période qui va de la fin de l'édification des trapps jusqu'au Quaternaire paraît en effet avoir été favorable à la formation d'inselbergs.

1) *Cette période a été marquée par un accroissement décisif de la taille des inselbergs existant déjà sur la surface prébasaltique.* Ainsi l'extension de l'Aheleheg ou de l'In Tounine actuels est près de quatre fois celle des petits inselbergs (Taourirt, Plateau) qui dépassaient des trapps basaltiques. En effet, dans la mesure où ces premiers reliefs émergeaient des plateaux volcaniques, ils ont pu repousser vers leur périphérie le nouveau réseau hydrographique surimposé, ce qui a facilité leur extension. Au contraire, le granite de l'O. Abdassène, qui ne pointait pas à travers les basaltes, est traversé en gorges profondes par le réseau hydrographique indifférent et n'émerge pas encore de la topographie environnante

2) *Dans l'Atakor proprement dit, la vigueur des déformations récentes a atténué le développement de nouvelles formes d'érosion différentielle,* car quel que soit le climat, l'évolution s'est traduite par un creusement de gorges étroites pour contrebalancer les mouvements tectoniques. Ainsi les massifs de la Taessa et d'Ifrak, dégagés depuis le soulèvement sont encore soudés à l'ensemble de la Koudia sur leur flanc Est, où seuls les microgranites de l'Ifrak (qui ne jouaient aucun rôle sur la vieille surface) prennent une certaine importance dans la topographie « post basaltique ». Au contraire, à l'Ouest, ces massifs sont limités par un talus très net, avivé par une reprise d'érosion très active due à la faible extension des basaltes et à la déformation de la bordure occidentale de la Koudia.

3) *A la périphérie de l'Atakor, l'érosion aréolaire partie des plaines environnantes a réduit au minimum l'extension des coulées basaltiques anciennes* qui ne subistent que sous le Manzaz et la Tahalra. C'est sur les bordures que l'on trouve les meilleurs exemples d'inselbergs post-basaltiques, mais ils sont toujours de petite taille à cause de la moindre intensité des déformations. Ainsi, par exemple, le seul talus bordant le granite d'Abdassène, se trouve sur son contact Nord où parvient cette érosion aréolaire.

I. — ESSAI DE DÉFINITION DES CONDITIONS MORPHOLOGIQUES LORS DE LEUR FORMATION :

Cette période est la plus difficile à définir. On ne peut l'analyser qu'à partir de dépôts trouvés sous les « coulées de pente » qui sont donc forcément des dépôts alluviaux de fond de vallées (fig. 138). Ce sont généralement des « sables rouges », or la rubéfaction est un très mauvais critère ! Par exemple, parmi les dépôts corrélatifs de la surface pré-volcanique, il arrive que l'on rencontre des sables rouges

(Ouan Télène, Tozouni, Sud Timédouine), contemporains sans doute de « séries de remaniement » du Téhé n'Tsita. Par rapport aux sables rouges des coulées de pente, ils sont en principe nettement plus argileux et plus quartzeux. Le critère topographique est donc primordial : il faut trouver des coulées pour lesquelles l'emboîtement en contrebas de la surface prébasaltique ne fasse aucun doute (O. Tezaït, Efeni, Timédouine, Tan Okatine, Tit par exemple) et chercher ensuite à définir les conditions du milieu. Mais une autre difficulté provient de la période assez longue que recouvre cette phase d'érosion, parfois arrêtée par une « coulée de pente » : peut-être de l'Oligocène au Pliocène ? Les conditions ont dû varier au cours d'une si longue période ! On peut cependant dégager quelques caractères :

1) **Ces vallées résultent d'un creusement encore très modéré** et sont assez évasées, ce qui permet une action de l'érosion aréolaire alors que le creusement va devenir plus rapide au Quaternaire. En particulier au Nord et à l'Ouest de l'Atakor, ces vallées se disposent selon un réseau rayonnant assez semblable à l'hydrographie actuelle mais il semble que ces vallées aient été ensuite déformées. Mais il est difficile de faire une restitution suffisante du profil des anciens thalwegs pour conclure sur ce point à partir des lambeaux qui subsistent par inversion de relief.

2) **La fraction sables de ces alluvions indique toujours un très mauvais triage**. Pour six échantillons types (Tan Okatine, Tit, Nord Taessa, Nord du granite de Torak, Aheleheg, O. Torak du NE), Hé est compris entre 0,5 et 0,85 et Q d phi entre 0,75 et 1,75 [1] ce qui est un très mauvais triage. Les maxima sont très faibles (14 à 18 % du sédiment contre fréquemment 20 à 30 % pour les alluvions antévolcaniques) ou même absents et se situent toujours dans les sables les plus grossiers. D'ailleurs, le calibre de ces sables (médianes : 0,33 0,35 0,5 0,65 et 1), plus fort que celui des alluvions prévolcaniques (4 médianes sur 23 analyses dépassent 0,6 et 6 descendent au-dessous de 0,3) montre clairement que du matériel nouveau a été mobilisé. Ceci est d'ailleurs confirmé par la forte proportion de feldspaths parmi les grains de sable (30 à 60 %). D'autre part la présence de paillettes très légères de muscovite, abondantes par exemple à Tan Okatine, montre l'absence de tri entre des éléments de densités très différentes, ce qui exclut l'existence de cours d'eau à écoulement permanent.

3) **Cette variété pétrographique se retrouve parmi les graviers et les galets** qui contiennent des granites (Timédouine), des plaquettes de micaschistes ferruginisés (O. Tezaït) ou des quartzites ferruginisés (O. Istène, O. Teholat). Par contre l'étude des minéraux lourds indique une grande monotonie (analyses M. Ters).

— Tit : zircons prédominants, épidote et zoïsite rares, rutile.

— Aheleheg : zircons prédominants, monazite et tourmaline rares, zoïsite. Mais au Tan Okatine où les zircons sont abondants et la biotite fréquente, accompagnés d'épidote, rutile, sphène, grenat, hornblende, tourmaline et apatite, on observe des minéraux volcaniques (augite, olivine), en faible quantité, mais qui permettent de distinguer ces cortèges de ceux des sables anté-volcaniques.

4) **Ces sables sont généralement très pauvres en particules fines :** 1 à 3 % de limons et argiles, mais il existe des proportions plus fortes : 29 % à l'Aheleheg, 37 % au Tan Okatine. Les minéraux argileux de ces argiles sont très variés, provenant sans doute à la fois de l'érosion de basaltes et de socle altérés [2] et d'apports nouveaux (analyses Lab. Géol., Strasbourg) :

	Kaolinite	Illite	Montmorillonite
O. Tezaït	20 %	40 %	40 %
Efeni, coulée plus élevée	50 %	20 %	30 %
Efeni, coulée plus basse	40 %	20 %	40 %
Tan Okatine	50 %	50 %	
Nord Aheleheg	30 %	70 %	

P. Birot et J. Pinta (1961) avaient trouvé des résultats très analogues pour les sables rouges de Tit (kaolinite, montmorillonite et illite sans prédominance nette, feldspaths, quartz) ou de Tan Okatine (illite et montmorillonite dominantes, kaolinite, gels ferrifères). Pour les « sables rouges » sous la coulée à l'Ouest du Taderaze (NO d'Idelès), on trouve (M. Marchal, C.R.P.G.) de l'illite dominante, un peu de kaolinite, de vermiculite et de chlorite, et également de quartz, des feldspaths

1. Pour les sables de la surface antévolcanique, Hé descend souvent à 0,4 et même jusqu'à 0,25 et sur 23 analyses, Qd phi ne dépasse 0,75 que dans 4 cas.

2. Il a dû se produire ce que G. Bachelier (1957, p. 564) décrit au Nord Cameroun où les argiles rouges basaltiques transportées au loin sont remaniées avec des éléments granitiques et donnent des « sols de recouvrement » qu'il faut éviter de confondre avec des « sols rouges latéritiques ».

potassiques et des plagioclases. Les A.T.D. indiquent soit une belle kaolinite (Tan Okatine, Nord Taessa) soit de l'illite (Nord du granite de Torak), avec toujours beaucoup de gels ferrugineux. Ces mélanges et cette variété de minéraux argileux semblent caractériser là une phase assez longue et complexe formant transition entre des périodes à caractères plus tranchés, à kaolinite prédominante auparavant et à montmorillonite au Quaternaire. Il faut cependant remarquer que ces argiles sont extraites d'alluvions car les vrais sols de cette époque sont rares. On peut cependant citer :

— *L'altération rouge des gabbros de Taramaste* qui donne 70 % de kaolinite, 20 % de montmorillonite et 10 % d'illite.

— *Trois analyses sur des lambeaux de surface de cette époque,* non recouverts de basalte, autour de l'Aheleheg avec 60 à 70 % d'illite chacun.

— *Enfin, un sol rouge au pied du filon de quartz de l'Ad. Haguarène* fossilisé par une coulée de pente (Adlanra) donne 50 % de kaolinite, 40 % d'illite et 10 % de montmorillonite (Lab. Géol., Strasbourg). Ce sol contient 67,3 % de SiO_2, 13,8 % d'Al_2O_3 et 11 % de Fe_2O_3 avec des quantités négligeables pour les autres éléments (0,94 % de K_2O et 0,37 % de CaO) et une perte au feu de 5,7 % (analyse C.R.P.G.).

Ces altérations ne sont donc pas négligeables. D'ailleurs la présence de fer est constante dans ces alluvions sous forme de concrétionnements ou même de véritable encroûtement (Ouest Taessa à l'Est du Teguit) ce qui prouve une migration certaine du fer dans les eaux. Mais ce fer, libéré à partir des minéraux ferromagnésiens, ne rencontrait pas assez de matières organiques pour être réellement lessivé et il imprégnait les dépôts. La cristallisation de ces oxydes de fer pendant la saison sèche est sans doute responsable de la rubéfaction des alluvions.

Or, ces formes d'altération rouge, riches en fer et en minéraux argileux à prédominance de kaolinite et d'illite fait penser aux « sols rubéfiants » (G. Millot, 1964) des climats de savane soudanaise à caractères très contrastés. En effet, les sols ferrugineux tropicaux étudiés par G. Millot associent divers minéraux argileux :

— *L'illite* de la roche mère quand les sols sont peu évolués ;

— *La kaolinite* produite par hydrolyse prolongée dans les zones basses avec milieu acide et bon drainage ;

— *La montmorillonite* des zones mal drainées. On peut d'ailleurs penser que chaque échantillon cité ci-dessus reflète un épisode de phases climatiques tantôt plus humides, tantôt plus sèches à l'intérieur de ce contexte tropical, au cours d'une si longue période. Ces caractères suggèrent le rapprochement de ces « sables rouges » de ceux de la grande phase de type « sidérolithique » décrite par H. Faure dans tout le Niger pendant la deuxième moitié du Tertiaire ou par A. Cornet ou R. Karpoff autour de l'Adrar des Iforas : c'est le continental terminal de l'Afrique au Sud du Sahara. Mais dans l'Atakor, malgré la présence des basaltes, ces sables sont plus rarement accompagnés de niveaux ferrugineux que plus au Sud [1]. On peut objecter que les pentes fortes sont peu favorables à la formation de cuirasses, mais l'on n'en connaît pas sur le pourtour, dans les plaines autour de l'Atakor. La raison tient plutôt dans la position plus septentrionale de l'Atakor qui devait à cette époque, connaître des conditions plus arides, avec des avancées très courtes de climat tropical plus humide [2]. C'est à cette époque que l'Atakor et l'Aïr ont dû connaître des conditions assez différentes pour influencer toute leur évolution morphologique postérieure :

— *L'Aïr, plus au Sud a subi à cette époque une altération plus poussée,* décrite par J. Dresch (1959), puis par J. Vogt et R. Black (1963) et « la pourriture de l'Aïr est (devenue) une donnée fondamentale » de la morphologie de ce massif amplifiant considérablement l'action des variations climatiques postérieures du Quaternaire.

— *L'Atakor, soumis à des climats plus secs, n'a connu que des successions d'altérations squelettiques* et d'érosion qui ont donné naissance à un modelé de petits inselbergs à partir de la vieille surface exhumée.

1. A. Cornet (1948) indique dans les puissantes séries gréso-argileuses miopliocènes à l'Ouest des Iforas, de véritables carapaces ferrugineuses, épaisses de 2 à 3 mètres et donnant une morphologie tabulaire.

2. Ces « sables rouges » s'opposent par contre complètement au faciès de la « torba » qui paraît avoir fossilisé la base des inselbergs des Eglab ou du Nord de la Mauritanie (Guelb el Atrous, Guelb el Hadid ou région de Fort Trinquet) à la fin du Tertiaire.

II. — PLAINES ET PETITS INSELBERGS DE LA BORDURE SEPTENTRIONALE :

La bordure Nord de l'Atakor présente une grande monotonie de paysages, si l'on fait abstraction de la couverture de « vieux basaltes » presqu'absente à l'Ouest (d'In Amguel à Timesdelsine), peu épaisse et discontinue dans la partie centrale (Timesdelsine à Hirafok) ou renforcée par l'étalement des coulées récentes du Manzaz dans l'Est. On rencontre en effet le long de cette grande « gouttière » entre l'Atakor et la Tefedest, des chapelets de petites plaines sableuses qui forment une longue trainée blanchâtre sur les photos de Tiros III : entre In Amguel et Ifrak, puis la haute vallée de l'O. Torak [1], les alentours du Selidrar, l'Imontal, l'Efeni et la vallée de l'O. Tafedjak. Même la zone du Manzaz est trouée ou bordée de plaines : O. Iguelougal et In Amertek au NO, Tabaout et Ouksem vers le centre, puis Idelès ou O. Tezaït vers l'Est ou encore vallée de l'O. Gif Amane au Nord (fig. 118). Le plancher de ces petites plaines s'élève lentement de 1 000 mètres à l'Ouest à 1 450-1 550 mètres à l'Est, puis redescend à 1 100 mètres au Nord du Manzaz. Pourtant, les reliefs cristallins qui pointent au-dessus des plaines et des coulées volcaniques sont toujours de très petits inselbergs, hors de proportion avec les gros massifs des contreforts de l'Atakor. Le plus important, le *Taderaze*, atteint 1 822 mètres d'après le 1/200 000 I.G.N., mais dans la partie la plus élevée des plaines (1 450 mètres). L'altitude relative de ce « Cervin de granite rose, patiné de mauve, qui domine ce morne plateau » (J. Bourcart, 1924) n'est que de 350 mètres environ... En plus du Taderaze les deux crêtes de l'*Izaguène* au centre (1 585 m) ou les coupoles de l'*Igmatène* à l'Ouest (1 512 m) sont les seuls reliefs notables. Aucun n'atteint la dénivellation de 400-450 mètres du talus de l'*Abarga* (2 000 m) qui, au Sud, ferme la belle plaine de l'Efeni vers l'Atakor ou celle du massif de l'In Teferkit (dénivellation de plus de 600 mètres) qui annonce la Tefedest. Pourtant cette région présente une extraordinaire variété de roches, principalement granitiques, qui offre des conditions potentielles pour une éventuelle érosion différentielle. Faut-il attribuer la monotonie du relief à la nature de ces granites, migmatitiques ou syntectoniques alors que la Tefedest toute proche est formée de granites très comparables ? Ou bien cette atonie topographique provient-elle d'une très longue évolution morphologique, capable de venir à bout des différences lithologiques ?

A. — LE SUBSTRATUM DU MANZAZ EST UNE SURFACE REMARQUABLEMENT ÉVOLUÉE

Les coulées anciennes ou récentes qui constituent le Manzaz ne paraissent jamais dépasser quelques mètres d'épaisseur (10-20 mètres dans le cas de coulées superposées) et, pourtant, la régularité de cette topographie est remarquable :

1) *DANS LA RÉGION D'IDELÈS :*

a) Au Sud d'Idelès, dès que les O. Tessekinte et Aoufarène sortent des gorges très étroites qui rachètent la forte dénivellation du talus bordier de l'Atakor (250 mètres), ils s'affranchissent de l'influence impérieuse de la pente topographique et leur cours devient beaucoup plus sinueux dans la *petite plaine d'Amensalane* (fig. 107) [2]. Cette plaine de 4 km de côté environ, atteint une belle régularité dès la bordure montagneuse et, pourtant, même au NO où elle est couverte d'une pellicule de sables récents, elle présente presque partout un plancher rocheux. Elle est parsemée de quelques grosses boules et de nombreux filons, SSE-NNO ou SE-NO, donnent de grosses rides qui ondulent sa surface, mais presque tous les versants, très doux, sont assimilables à des pédiments plus ou moins étendus et légèrement ravinés depuis l'enfoncement récent des oueds. Cette topographie donne l'impression d'une lente dégradation à partir de la vieille surface, exhumée des « vieux basaltes » dont les lambeaux affleurent, en mesas de 20-50 mètres tout autour de cette plaine rocheuse.. Comme le granite est plus ou moins désagrégé à la base des coulées et qu'il est formé de gros cristaux non orientés et bien cristallisés, l'action de l'érosion aréolaire, associée à une rapide désagrégation granulaire suffit pour expliquer le lent abaissement de la surface topographique dans les régions exhumées, jusqu'à la phase récente de creusement linéaire.

Or, cette plaine se continue au Nord le long d'un couloir emprunté par la piste automobile et débouchant dans *la plaine de Tifokraouine* (3 × 2 km). Celle-ci est aussi entourée de mesas de vieux

1. Il existe trois O. Torak dans l'Atakor. Celui-ci est un affluent de l'O. Zerzoua, aboutissant à environ 25 km en aval de Timesdelsine.

2. La photo XVIII, XXIV nº 277 montre de très nombreuses variations du tracé de ces oueds à la surface de la plaine, avant une phase d'enfoncement (8-10 à 15 mètres) qui récemment a fixé leur cours. Le curieux tracé de l'O. Tessekinte s'explique sans doute par ces anciennes divagations sur une surface sans obstacles.

basaltes (dont l'Assemdi n'Eyesse au Sud) situés à 1 550 mètres. Ici aussi la partie occidentale de la plaine se présente comme un reg sablonneux d'une extrême platitude peu en contrebas des basaltes et presque dépourvu d'écoulement. Mais progressivement un petit oued s'enfonce vers le Nord (O. Aliminou) avec une pente très faible de 3,5°/oo dans ses quatre premiers kilomètres puis un autre s'écoule

Fig. 107. — Croquis de localisation des reliefs granitiques de la bordure N-NE d'Hirafok à Idelès : 1 - affleurement de gneiss ; 2 - migmatite ; 3 - granite migmatitique ; 4 - granite tardif grossier ; 5 - granite tardif fin ; 6 - coulées basaltiques appartenant aux coulées inférieures des trapps ou aux « coulées de pente » ; 7 - laves basaltiques récentes du Manzaz ; 8 - coulées récentes ayant ennoyé des vallées ; 9 - cône strombolien ; 10 - surfaces alluviales ; 11 - principaux escarpements ; 12 - ligne de faille.

vers le NE, près du hameau de Tifokraouine. Parallèlement à l'enfoncement de l'hydrographie apparaissent des reliefs rocheux de dalles dressées se raccordant à la plaine par de petits pédiments de quelques mètres, couverts d'un épais sol noir et enfouis à l'aval sous un léger remblaiement de limons sableux gris, riches en carbonates (provenant des basaltes). Ces reliefs ne dépassent pas quelque 8-10 m et deviennent plus élevés et plus confus vers le Nord, au contact des migmatites. Au Sud, l'Assemdi

n'Eyesse est cependant flanqué d'un bel inselberg [1], haut de 70-80 mètres qui dépasse légèrement la mesa (altitude 1 610 mètres ?) et, tout au Nord, d'autres inselbergs, plus irréguliers atteignent 40 à 60 mètres, plus ou moins ennoyés par les coulées des volcans récents situés à l'Ouest d'Idelès (NF 31-XVIII-XXIV 303-304 et fig. 118). L'ampleur de ces inselbergs va en croissant vers le Nord avec le Tin Tamenaït (plus de 1 650 m) puis au Nord de l'O. Idelès, le Taderaze lui-même.

Excepté à l'extrême NO où l'O. Aliminou s'enfonce dans des migmatites, toute la plaine de Tifokraouine est taillée dans du granite qui apparemment est moins sensible à la désagrégation granulaire, puisque, sous l'effet de la dégradation lente, il se hérisse d'« ilôts rocheux », dont certains semblent plus anciens que la surface des « vieux basaltes ». Ce granite présente en effet des caractères pétrographiques assez différents de celui d'Amensalane :

1) **Sa structure est très nettement porphyroïde** avec des porphyroblastes de quartz (0,4-0,5 cm) et de microcline (1-3 cm). Sur un échantillon prélevé sur un petit monticule de lames dressées, la mésostase très noire, formée de biotite, de quartz et de hornblende est si abondante qu'elle donne une couleur noire à la roche [2]. Ce granite ne se débite pas en cristaux (ni arènes, ni boules), mais en blocs anguleux avec parfois des cassures irrégulières qui font penser à cette action actuelle très lente de la thermoclastie. Mais cette structure porphyroïde semble avoir une importance variable et la mésostase se réduit parfois à de simples cloisons quand les grands phénocristaux abondent. En effet, il semble que les porphyroblastes aient cristallisé tardivement (avec des microclines perthitiques et de gros bourgeons de myrmékite autour des plagioclases), aux dépens d'une matière interstitielle cryptocristalline plus ou moins abondante. On a l'impression que la présence de mésostase abondante, malgré la couleur sombre qu'elle donne au granite, est un élément de résistance, qui renforce la cohésion. Nous retrouvons exactement la même conclusion qu'au sommet du Taourirt de l'Aheleheg, mais ici on peut se demander si des variations dans le développement des phénocristaux ne sont pas la cause de l'érosion différentielle à la surface de la plaine de Tifokraouine puisque la roche des inselbergs est généralement très noire et très porphyroïde.

2) **Pourtant, la présence de biotite et de hornblende dans la mésostase devrait rendre ce granite très vulnérable à l'altération chimique** lors des périodes plus humides. Mais ce granite résiste bien grâce à sa faible porosité mesurée au porosimètre à mercure (C. Guez) sur des échantillons prélevés sur 4 petits inselbergs différents :

— au SO (1 610 m) : 2,32 % dont 0 % pour les macropores ;
— au NO : 2,15 % dont 0 % pour les macropores ;
— à l'Ouest : 1,56 % dont 0 % pour les macropores ;
— au NE : 1,99 % dont 0,28 % pour les macropores, et 1,71 % pour les micropores. Tous ces résultats concordent pour indiquer l'absence de fissures supérieures à 7 microns (macropores).

En effet, les grands cristaux sont très peu fissurés et les quartz eux-mêmes sont généralement intacts, sans doute à cause de la mésostase qui a « amorti » les chocs. A l'écrasement, ces quartz fournissent encore un dégagement gazeux appréciable qui prouve que les inclusions n'ont pas été reliées à l'extérieur par des fissures. On peut penser aussi que le développement tardif des phénocristaux a obturé les premières fissures du granite. Actuellement d'ailleurs ce granite est parfaitement frais à l'affleurement et n'est que très peu patiné, ce qui prouve la faible importance de la micro-altération.

3) **Comment se fait-il que ce granite, apparemment si résistant ait été aplani antérieurement à l'épanchement des vieux basaltes ?** En effet sa cristallisation presqu'en deux temps et sa faible porosité sont des facteurs de résistance. Même la présence de biotite est peut-être moins grave qu'on pourrait le penser : en effet si elle est bien visible à cause de sa répartition en une multitude de minuscules paillettes, une analyse chimique d'un de ces granites (C.R.P.G., Nancy) indique seulement 3,2 % de Fe^2O^3 et 0,44 % de MgO, à côté de 1,2 % de CaO, 2,8 % Na^2O et 5,3 % de K^2O, tandis que SiO^2 atteint 71,8 % et Al^2O^3 13 %, Il faut donc faire remonter la phase d'altération à une période antérieure au volcanisme (cryptoaltération intense ?) ou bien admettre que la roche évidée n'était peut-être pas de même faciès ou du moins pas de faciès homogène. Cette seconde

1. Tandis que les pédiments autour de l'inselberg semblent avoir subi une lente dégradation continue, les glacis d'érosion au NO de la mesa, couverts d'un reg de blocs basaltiques, présentent 3 formes emboîtées : un haut glacis très patiné descendant du haut des corniches et perché à 5-6 mètres, puis un glacis « moyen » passant sous la terrasse « moyenne » et enfin un très petit glacis sableux en liaison avec la terrasse brune.

2. Sur une face polie, la surface occupée par la mésostase peut atteindre les 2/3 du total.

hypothèse semble confirmée par l'étude de détail faite sur le terrain en compagnie de J. Boissonnas. En effet, les faciès changent souvent :

— Les faciès réellement porphyroïdes et noirâtres se localisent à la bordure N et NO où se situent les collines de 40-50 mètres dans des positions qui font penser à un faciès de bordure puisqu'au-delà commencent les migmatites.

— Dans des faciès mieux cristallisés, près de la piste, on observe des amandes d'un granite très fin et riche en biotite qui ne donnent que des dalles lisses, sans relief notable. Ce granite fin est très diaclasé.

— Vers le NO, des alignements de granite alternent avec des bandes de migmatites larges de 10-15 mètres et parallèles et à l'extrême Nord, le granite s'avance en doigts NNE-SSO en granitisant les migmatites presque redressées à la verticale.

— Enfin, on rencontre des bandes de granite broyé où les biotites sont écrasées, les quartz très fissurés avec un allongement caractéristique de tous les cristaux, tandis que quelques très gros feldspaths se sont développés postérieurement au broyage.

D'après ces observations, J. Boissonnas (1964) pense que ce granite s'est mis en place lors du jeu d'accidents verticaux le long desquels il alterne avec des bandes d'encaissant plus ou moins laminé. On peut donc en déduire que ce granite porphyroïde qui paraît si résistant n'affleure pas sur toute la plaine de Tifokraouine, mais n'est présent qu'irrégulièrement et ne donne des reliefs que lorsqu'il n'a pas été broyé par le rejeu de ces fractures. C'est l'histoire très complexe de cette granitisation qui expliquerait finalement la forme si irrégulière de la topographie post-volcanique dans cette plaine parsemée de petits inselbergs, de surfaces lisses et de pédiments irréguliers. Cette topographie s'oppose à celle d'Amensalane où affleure un granite bien plus homogène et sensible à l'érosion aréolaire.

b) Au NO d'Idelès : l'inselberg du Taderaze (fig. 108). Au Sud de la gorge de l'O. Idelès, les derniers inselbergs liés au granite porphyroïde sombre reconnaissable à leur débit en gros blocs anguleux se continuent par le Tin Tamenaït, au-delà d'une simple entaille localisée sur une ligne de broyage. Or le Tamenaït, de même altitude que ses voisins, présente une silhouette plus hardie à cause de la nudité de ses grandes parois lisses presque dépourvues d'éboulis. De l'autre côté de la gorge de l'O. Idelès, ces longues parois lisses caractérisent les trois hauts pitons du Taderaze, alignés en « chaînon » SSO-NNE. Ces versants presque dépourvus d'éboulis atteignent des pentes extrêmement fortes qui accentuent encore le contraste entre l'inselberg « rose » et son environnement monotone de coulées volcaniques sombres (*Cf.* Pl. XXVIII, fig. 3).

1) **Le « chainon » mesure environ 2 km de long sur 0,8 à 1 km de large** et la séparation en trois pitons est sous la dépendance évidente de zones transversales intensément diaclasées : en particulier le piton Nord nettement plus bas est franchement séparé des autres. Le piton central s'élève à 1 822 mètres presque d'un seul jet et sa partie supérieure, en forme de donjon, n'est accessible que par des « cheminées », liées à des diaclases verticales assez denses, qui lui donnent un peu l'aspect d'un énorme « neck ». Enfin, le piton Sud se redresse aussi sous l'influence de grandes diaclases subverticales lui donnant une silhouette dentelée. Le jeu des diaclases apparaît aussi évident pour expliquer la dissymétrie du massif :

— *Vers l'Ouest,* le « chaînon » est bordé par la gorge de l'O. Idelès, enfoncée fidèlement sur le contact assez brutal entre le granite du Taderaze et les gneiss encaissants aplanis. De ce côté, la pente topographique lisse est d'une extrême brutalité, exactement calquée sur les premières diaclases courbes du granite qui découpent de gigantesques écailles inclinées à 65-70°. Le granite ne paraît pas avoir reculé de ce côté, excepté quelques traînées de blocs descendus dans des diaclases élargies. Le dégagement de cette gigantesque paroi est certainement en grande partie « prébasaltique », mais la coulée qui borde l'inselberg (sur la rive gauche de l'O. Idelès) paraît avoir envahi une première ébauche de vallée et serait plutôt une « coulée de pente ».

— *Vers l'Est,* la pente du Taderaze est moins forte (40-45°) et aussi sous la dépendance de grandes diaclases courbes moins inclinées. L'érosion semble avoir fait reculer le versant de façon notable ici puisqu'un pédiment de 300 mètres de large s'étend au pied du massif. A l'amont, ce pédiment est jonché de grosses boules, entassées en « castelkopje » ou éparses à la surface : c'est la seule partie du Taderaze où l'on constate des formes de désagrégation granulaire (pédiment, boules). A l'aval, le pédiment s'ennoie sous un remblaiement d'arène qui s'étale jusque sur la coulée qui a récemment fossilisé la base de ce versant oriental.

2) **Le Taderaze est lié à une érosion différentielle entre plusieurs granites :**

a) *Le pédiment plus ou moins couvert de l'Est est taillé dans un granite à gros cristaux* qui ressemble à celui d'Amensalane. Il est très hétérogranulaire avec de grands microclines pœcilitiques et perthitiques et des oligoclases à myrmékite de toutes tailles. La biotite (3-5 mm) n'est pas un élément de fragilité majeure puisqu'elle est partiellement transformée en chlorite ou séricite. Par contre les quartz, de dimensions très variées (2 à 8 mm) présentent une extinction roulante très forte et de nombreuses fissures, parfois remplies de limonite. D'une façon plus générale la structure est légèrement cataclastique,

c'est-à-dire que les minéraux sont plus ou moins tordus et brisés, désolidarisés par un début de broyage. La roche a donc subi une phase tectonique qui l'a écrasée postérieurement à sa mise en place. Or c'est là un élément majeur de sa fragilité qui se traduit par une porosité (porosimètre à mercure) de 7,23 %, entièrement due à des pores inférieurs à 7 microns. Cette porosité qui est presque celle d'un grès, explique, par des phénomènes d'hydratation, la rapide désagrégation granulaire de ce granite.

Plus étonnante est la présence, sur ce pédiment, de granite porphyroïde noirâtre semblable à celui de Tifokraouine, qui affleure ici vers le NE : il paraît être une différenciation de bordure du granite grossier précédent. Or malgré son incomplète cristallisation (des fesdspaths de 5-10 mm et des quartz de 2-4 mm), ce granite semble se comporter comme le granite grossier et ne se signale que par quelques boules à la surface du pédiment. Ce comportement paraît s'expliquer par un intense écrasement également, qui a rendu ce granite plus poreux ici.

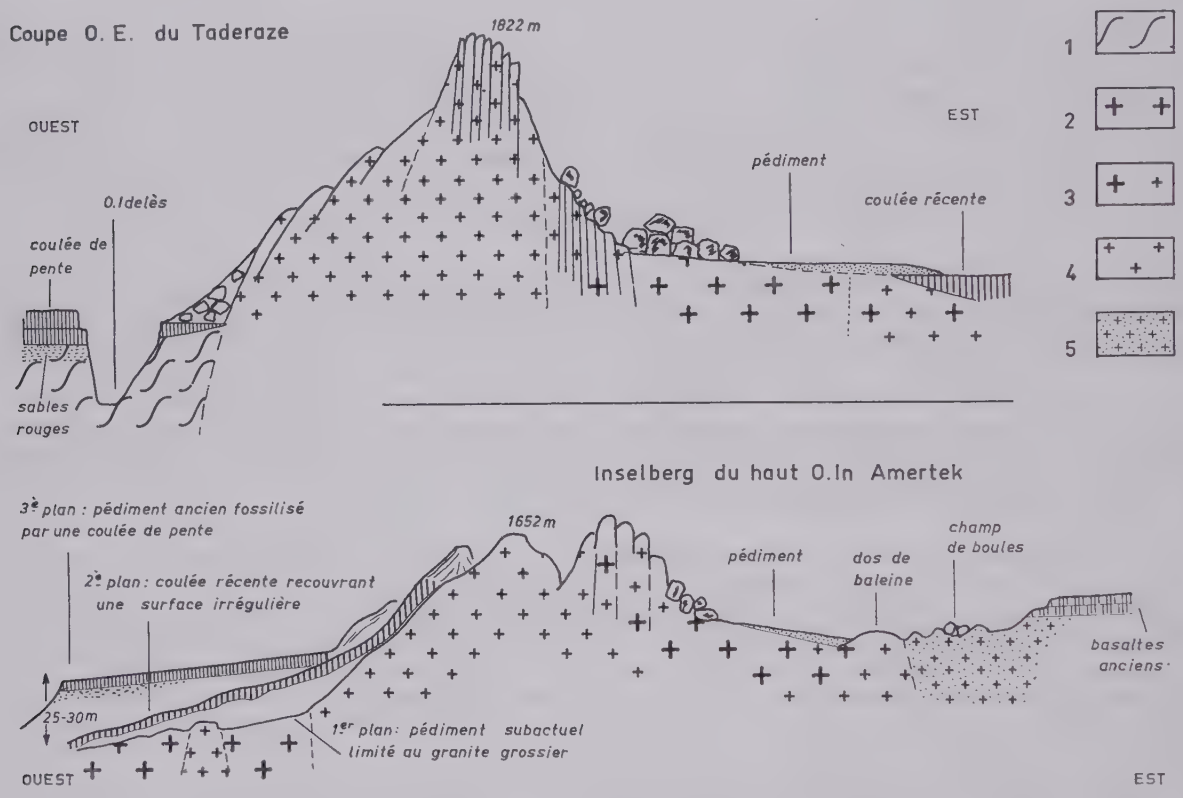


Fig. 108. — Coupes de deux inselbergs de la bordure Nord : le Taderaze et l'inselberg du haut Oued In Amertek. Ces deux inselbergs émergent des champs de laves du Manzaz. 1 - gneiss granitisé ; 2 - granite grossier intrusif ; 3 - même granite à faciès porphyroïde ; 4 - granite fin de bordure ou postérieur ; 5 - granite fin noirâtre.

b) *Le granite grossier affleure non seulement sur le pédiment et dans le castelkopje, mais il monte assez haut (70-80 m) sur le versant.* Or ici, à l'aspect cataclastique des cristaux, s'ajoute à l'échelle métrique, une extrême densité des diaclases qui lui donne localement un aspect « schisteux »[1]. Le granite se décompose alors en petites boules fragiles, en plaquettes désagrégées et se creuse parfois de taffonis (surtout en exposition Nord). La roche prend souvent un aspect rougeâtre dû à une altération sans doute profonde et, en lame mince, les feldspaths sont franchement altérés et la structure très cataclastique. Dans cette zone, apparaissent quelques ravins qui alimentent le pédiment en eau de ruissellement ; ces ravins sont partiellement encombrés de blocs venus des pitons supérieurs. La composition de ce granite des basses pentes est tout à fait semblable à celle du granite du pédiment

1. Alors que sur le piedmont, les diaclases visibles dans le castelkopje sont distantes de 1 à 1,5 mètre, ici elles se rapprochent à 50, parfois 20 cm.

avec respectivement 72,7 et 72,4 % de SiO^2, 14,8 et 14,9 % d'Al^2O^3, 1,5 et 1,5 % de Fe^2O^3, 0,6 et 0,7 % de CaO et 0,3 et 0,4 % de MgO (analyse partielle, I.G. Clermont-Ferrand, M. Montpeyroux).

c) *Le granite des grandes parois lisses des hauts pitons et du flanc Est est nettement plus résistant.* On constate en particulier une certaine différence de composition chimique (I.G. Clermont-Ferrand) :

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	CaO	MgO
1. Face Est, base du versant lisse	75,1	13,2	1,8	1,0	0,4
2. Face Est, dans la paroi	73,9	12,7	1,8	0,4	1,0
3. Col entre les deux pitons	74,1	15,7	2	0,5	0,5
4. Haut du versant Ouest	72,3	15,2	1,8	0,7	0,5
5. Piton lisse sur la face Ouest	73,5	14,4	2,1	0,8	0,5
6 et 7. Base du versant Ouest	74,5	14,4	1,6	0,8	0,4
	76,2	13,1	2,1	0,9	0,6

Ce granite apparaît donc légèrement plus siliceux [1] que le précédent mais la composition chimique ne paraît pas suffisante pour expliquer l'extrême résistance de ce granite. La considération des diaclases paraît même très défavorable puisque les pitons centraux sont très diaclasés, ce qui leur donne leur allure de donjon crénelé ou de pic dentelé. Mais la différence fondamentale semble provenir de leur totale insensibilité vis-à-vis de la désagrégation granulaire : dès qu'affleure ce granite, au-delà d'une fracture longitudinale très nette, des parois glissantes et presque inaccessibles (en dehors des « cheminées ») se dressent d'un seul jet. Sur le terrain, la différence avec le granite grossier précédent est frappante : ce granite des pitons est presque blanc et à grain extrêmement fin qui fait penser à une aplite. En lame mince, on s'aperçoit que la biotite est presque absente (un peu de muscovite) et que les cristaux ne sont presque pas fissurés, mais très orientés. La porosité de ce granite est de 0,9 soit plus de 7 fois inférieure à celle du granite grossier. Ce granite peu altérable (pratiquement pas de biotite), à grain très fin et peu fissuré ne se désagrège pas et l'on retrouve de grands cubes éboulés depuis la paroi jusque sur le pédiment et n'ayant pas évolué vers la forme en boules.

3) **La mise en place de ce granite du Taderaze explique son comportement :** en effet le passage assez continu du granite grossier du pédiment à ce granite très fin suggère que ce dernier est un faciès de coupole du précédent (J. Boissonnas 1964) et l'ensemble se serait mis en place dans une zone de broyage orientée SO-NE qui est l'orientation des cristaux de ces granites. Mais l'extrême densité des diaclases dans cette zone de transition empêche les observations. D'autre part l'allure en « chaînon » de cet inselberg et l'extrême contraste de fissuration entre le granite grossier très diaclasé et cataclasé d'une part, et le granite fin d'autre part suggèrent l'hypothèse d'une mise en place tardive, peut-être postérieure de la lame de granite fin. Vers l'Ouest, cette lame granitique entre en contact direct avec les roches encaissantes vers lesquelles elle envoie quelques filons. De ce côté, la zone de granite fin avec ses grandes diaclases subverticales est parfaitement dégagée des gneiss granitisés qu'elle domine de plus de 350 mètres. Le contact bien visible, permet de dire que le recul du granite fin a été souvent nul, parfois de 30-40 mètres là où les diaclases sont très denses (talus d'éboulis). Au contraire, sur la face Est, le contraste entre les deux granites n'est pas totalement mis en valeur puisque les premiers contreforts formés de granite grossier donnent une pente moins forte. On peut enfin noter l'important travail d'érosion de l'O. Idelès qui traverse en « cluse » ce granite fin qui se trouve au Sud dans le Tamenaït et qui affleure (avec un grain « moyen ») dans le fond même de l'O. Idelès.

La même explication paraît valable pour un autre inselberg en chaînon allongé SSO-NNE sur près de 7 km : *l'Izaguène* au SO du Manzaz. Cette longue échine à flancs lisses est aussi séparée en plusieurs pitons, par des grandes diaclases transversales. Ces pitons de 1 500-1 585 mètres dominent à l'Ouest un pédiment taillé dans des gneiss à 1 300 mètres et fossilisé par une coulée issue du Manzaz, et à l'Est, un pédiment plus irrégulier taillé dans un granite grossier vers 1 350-1 400 mètres, aboutissant à l'O. Edjidj à 3-4 km de là. Cet inselberg est certainement un relief résiduel dû à un granite plus résistant du même type : il est en effet directement allongé sur la grande zone de mylonites « Ouest Atakor » et nous avons déjà remarqué une différenciation du granite d'Ifrak au contact de ce même accident (p. 352).

1. A. Rondeau (1961, p. 96) classe les granites dépassant 72 % de SiO^2 dans les « granulites », mais avec 0,6 % de fer et 0,5 % de CaO, ce qui n'est pas le cas ici où seuls les échantillons 2 et 3 ont 0,5 et 0,4 % de CaO mais toujours davantage de fer. Mais cependant, ce granite se classe dans le type « acide » de A. Rondeau : environ 2 % de fer et 2 % de CaO (alors que les plus « basiques » dépassent 6 % de fer et 2,4 % de CaO). Ce granite serait même plus «acide » que les granites d'In Tounine où CaO dépasse 1 %.

2) *LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU MANZAZ* (fig. 118) :

Tandis que sous les coulées du Manzaz, très peu épaisses, les gneiss et les cipolins (O. Tafedjak) ou les granites (O. In Amertek) sont parfaitement aplanis, vers le Nord, une nette reprise d'érosion post-basaltique se traduit par l'apparition de quelques reliefs :

a) Le cratère d'explosion de l'Ouksem se situe dans une large « fenêtre » de granite de 4-5 km de côté, située dans la zone où l'altitude des coulées « anciennes » passe rapidement de 1 450-1 500 à moins de 1 300 mètres(fig. 109). Or le cratère de l'Ouksem offre le long du sentier une magnifique coupe de 130 mètres de profondeur. Par chance sur son bord NE, un lambeau de vieux basalte est conservé vers 1 400 mètres. On peut voir qu'à la base de la mesa, le granite est plus ou moins désagrégé sur 50 mètres (1 400 à 1 350 mètres), puis parfaitement frais sur les 80 mètres inférieurs. Or les parois sont formées de deux granites très différents :

— *La plus grande partie des parois est formée d'un granite à grands feldspaths roses*, à biotite très abondante et d'une façon générale à très gros grain. Sa facile désagrégation granulaire a permis le creusement du sentier par érosion « anthropogène ». Ce granite est d'autre part très diaclasé.

— *Au contraire au SO, un granite très fin et gris clair* donne d'immenses panneaux subverticaux et ne paraît guère altéré.

Il semble qu'à l'époque des « vieux basaltes », ces deux granites aient été nivelés puisque leur surface est très régulière à la base des projections. Or actuellement l'érosion dans le granite grossier tend à suivre l'enfoncement rapide de l'O. In Elegui, en donnant un très long pédiment très régulier qui s'abaisse de 1 370 à 1 350 mètres en 1,5 km. Cette érosion importante, en réponse à la déformation de la vieille surface et à l'enfoncement des oueds, est donc un phénomène récent. Son ampleur n'est pas étonnante toutefois puisque ce granite est assez profondément désagrégé. C'est d'ailleurs un granite très largement grenu avec :

— De grands microclines (1 à 3 cm) moulant les autres cristaux et riches en microperthites ;
— Des plagioclases beaucoup moins nombreux et plus petits (1 cm), avec 20-30 % d'An. Ces plagioclases sont souvent zonés et entourés de myrmékite, parfois ils sont partiellement transformés en séricite.
— Les quartz sont abondants, subautomorphes (0,5 à 0,8 cm), et présentent de fréquentes extinctions roulantes.
— La biotite ne paraît pas être un élément de fragilité car elle est rare, en petits cristaux isolés dans les microclines. Mais par contre l'amphibole, assez altérable, forme de grandes plages automorphes (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 209).

Excepté cette présence d'amphibole, la roche ne paraît pas particulièrement fragile. Mais elle est, par contre, extrêmement fissurée : tous les clivages des feldspaths sont décollés et les quartz écrasés. Ceux-ci, soumis à l'écrasement par la méthode G. Deicha ne donnent strictement pas de dégagement gazeux alors qu'on observe de nombreuses inclusions secondaires, mais vides. Enfin, les biotites, observées à très fort grossissement, présentent des vides entre leurs feuillets. Ce granite paraît avoir subi d'intenses pressions après sa mise en place, comme en témoignent les innombrables diaclases en tous sens et certaines fractures (parfois remplies de quartz et d'épidote). Il se situe d'ailleurs entre les filons de quartz ONO-ESE qui semblent jalonner un accident important, qui a encore récemment servi d'axe au volcanisme du Manzaz.

Au contraire, le granite fin a des cristaux très homogènes, tous inférieurs à 1 mm. Il a une composition très courante, avec un peu de muscovite, mais pas de hornblende. La biotite est très fraîche et seuls quelques plagioclases sont légèrement altérés. Soumis à l'écrasement, ses quartz donnent un fort dégagement gazeux et, à très fort grossissement, G. Deicha remarque des quantités de bulles encore en place dans les inclusions. Or ce granite fin qui affleure au SO du cratère semble se prolonger sous une mesa plus au Sud, conservée précisément à cause de la résistance de son substratum (NF-31-XVIII-XXIV 318-319). Cette opposition des deux granites rappelle curieusement celle du granite fin du Taderaze et du granite grossier à son pied et on peut supposer que l'érosion post-basaltique tend à faire apparaître, ici, à l'état « naissant » un inselberg du même genre.

b) Un peu au NO entre les O. Tessart et Tessenaouine, au milieu de pédiments plus ou moins fossilisés par des coulées récentes, se dresse le groupe de petits inselbergs de *Tahort*. Seul le plus haut (80 mètres) dépasse franchement les coulées anciennes qui, ici, ont une pente assez accentuée. Là où les coulées ont disparu, des pédiments réguliers se sont développés comme à l'Est et au Nord de l'Ouksem. Ici les inselbergs semblent liés à des noyaux moins diaclasés où les tailles des blocs dépassent les 3 à 4 mètres de côté alors que, sur les pédiments, le granite est souvent haché de diaclases tous les 10-15 cm, en véritables lamelles. Pourtant, le plus occidental de ces inselbergs est formé de grands

blocs de 3 à 4 mètres de côté en granite grossier, mais en partie aussi par un granite beaucoup plus fin (grains de 1 mm) très riche en biotite et également en hornblende verte qui lui donnent une teinte grise. Le feldspath semble plus calcique que dans le granite d'Ouksem (andésine ?) et le microcline est rare (M. Ters). Ce granite devrait donc être particulièrement altérable, mais, mis à jour récemment (postérieurement à la flexure), sous un climat à nuance sèche, il semble résister grâce à la finesse de ses cristaux et à l'espacement de ses diaclases.

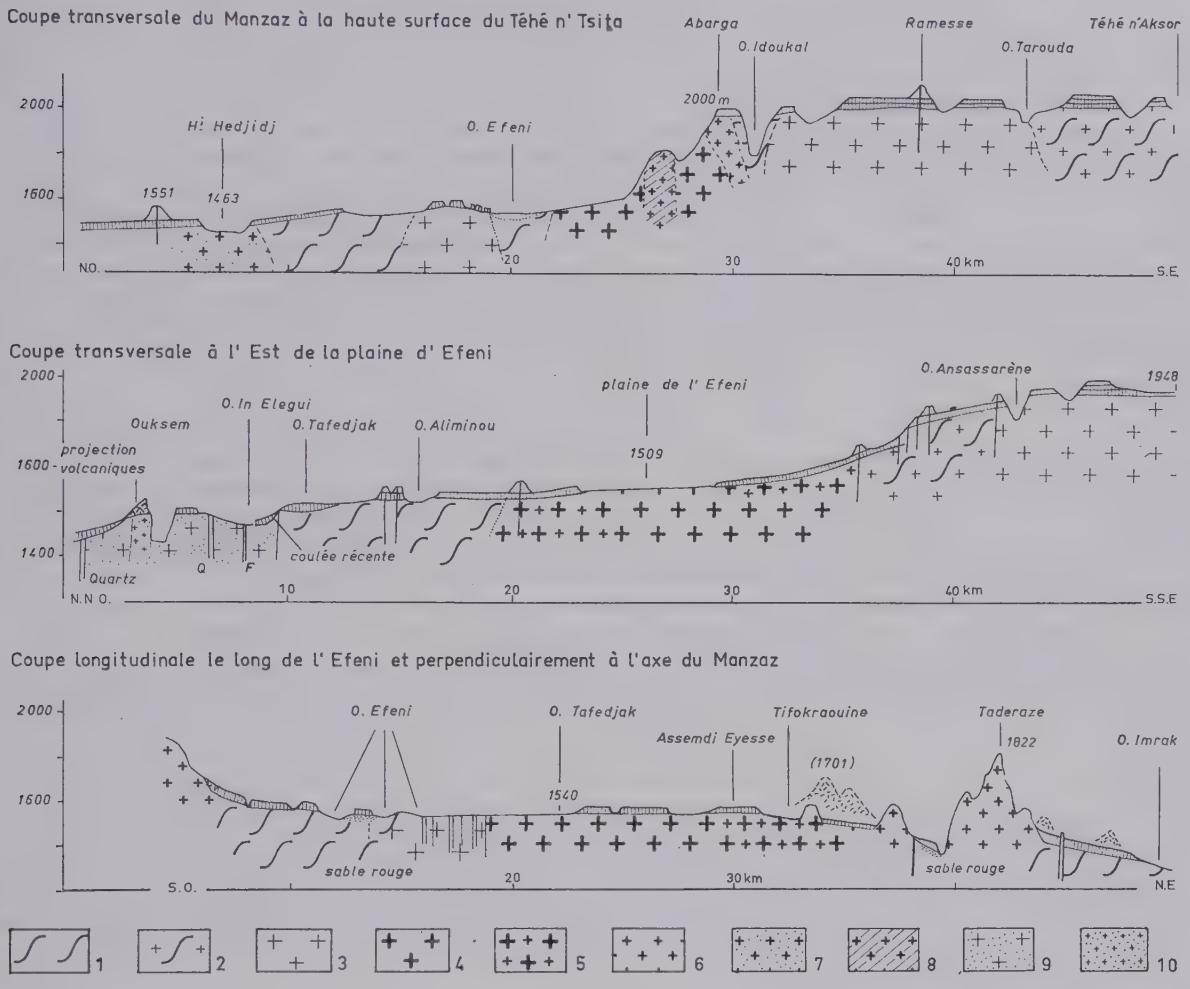


Fig. 109. — Coupes à travers les plaines et inselbergs de la bordure Nord-Est. Ces coupes permettent d'examiner les rapports entre la haute surface de l'Atakor (Téhé n'Tsita ; cote 1948 sur la seconde coupe ; partie Sud-Ouest sur la troisième) et la plaine de l'Efeni, plus ou moins couverte par les laves du Manzaz. Tous les faciès granitiques de cette région s'y trouvent rassemblés : 1 - gneiss ; 2 - migmatites ; 3 - granite migmatitique ; 4 - granite intrusif extrêmement grossier ; 5 - faciès hétérogranulaire de ce granite ; 6 - faciès fin de ce granite ; 7 - granite intrusif du type Hedjidj ; 8 - lame de granite fin injecté dans un accident tectonique ; 9 - granite grossier de l'Ouksem ; 10 - granite fin de l'Ouksem.

c) A l'Ouest de l'O. Taharakit, on retrouve un chaînon granitique à flancs lisses, mais bien moins imposant et individualisé que le Taderaze. Les sommets (1 652 mètres au Sud, 1 519 au Nord) dominent les coulées récentes et les plaines granitiques d'environ 200 à 250 mètres au maximum. Comme le Taderaze, ce chaînon dépassait les plateaux de vieux basaltes, très largement présents ici, au Sud et au SO à 1 470-1 480 mètres environ [1]. L'évolution post-volcanique est donc très facile à saisir :

— *Au Sud* s'est développé un pédiment d'une extrême régularité en fonction de l'enfoncement relativement lent du haut O. In Amertek. Ce pédiment long de 700-800 mètres s'abaisse de 25-30 mètres

1. Au Sud de l'O. In Amertek, deux ou trois coulées superposées et plus ou moins altérées reposent sur 3 à 4 mètres de sables quartzeux à ciment argileux brun.

environ. Il est entaillé dans une zone confuse où du granite grossier se mêle avec des migmatites noirâtres et ces roches semblent avoir été déjà plus ou moins altérées avant l'épanchement des premiers basaltes.

— *A l'Ouest* (fig. 108), on observe un ancien pédiment très régulier, fossilisé par une coulée de basalte bleuté qui paraît être une « coulée de pente » (elle repose sur des sables rouges et un granite non altéré). Puis une longue période a dû être marquée par l'érosion de ce pédiment en fonction du creusement de l'O. In Amertek, plus actif en aval ; cette surface rugueuse a été recouverte par une coulée « récente » dont on aperçoit très bien le cône origine. Enfin, tout récemment, le début d'inversion de relief de cette coulée s'est traduit par l'amorce d'un « micropédiment » localisé sur le granite très grossier (à biotite et amphibole) et limité à l'aval à un affleurement de granite plus fin. A l'amont également, le pédiment s'arrête au pied du granite fin réfractaire à la désagrégation granulaire.

— *A l'Est* enfin, le flanc de l'inselberg est constitué de bandes de granite fin lardant le granite grossier, ce qui fait songer à une mise en place du granite fin sous la forme de lames, dans des zones de broyage. Ce mode de gisement donne un relief en forme de tours, assez résistant tandis qu'au pied le granite grossier à biotite et amphibole est taillé en pédiment ou apparaît en légers « dos de baleine ». Cependant vers la bordure Est, ce granite grossier passe à un granite fin noirâtre qui fait penser à une différenciation de bordure. Or, ce granite paraît avoir été aplani sous les basaltes anciens, mais, plus réfractaire à la désagrégation granulaire, il donne des alignements de boules [1]. On a donc ici aussi l'impression d'un inselberg lié à une montée de granite fin le long d'une fracture, comme au Taderaze et à l'Izeguène, surtout si l'on remarque que la direction SSO-NNE de ce chaînon est parallèle à la zone de mylonites « Ouest Atakor », située à 7 km plus à l'Ouest. Sur cet accident, nous retrouvons encore un phénomène du même type.

d) Le contact avec la Tefedest : l'Ad. Ikozerarène. Ce chaînon SSO-NNE s'allonge sur près de 14 km, avec des sommets vers 1 450-1 550 mètres, dominant des reliefs aplanis vers 1 400 (SO), 1 200 (NO) ou 1 100 mètres (NE). Mais il passe plus inaperçu car il a été récemment « empâté » par des coulées volcaniques descendant de tous côtés, à partir de petits cônes placés sur l'axe du chaînon, qui est aussi axe de fracture... D'autre part, le chaînon est fréquemment interrompu par l'évidement de fractures transverses SE-NO qui le découpent en éléments isolés. Or, ce chaînon qui ferme à l'Ouest l'horizon du Manzaz domine deux granites également aplanis :

1) **Au NE s'étend un magnifique pédiment, long de 5 à 6 km** et décrit dès 1924 par J. Bourcart (p. 49). Cet auteur signalait déjà une grande surface inclinée, « parcourue par les affluents de rive gauche de l'Igharghar dont les lits sont à peine marqués ». Cette surface « n'est pas ensablée mais recouverte d'un reg fin, surtout composé de grands cristaux rouges d'orthose, provenant de la désagrégation des granites porphyroïdes à très gros éléments, complètement arasés, qui forment le sous-sol de la région ». Cependant ce pédiment, bien visible sur photo aérienne, n'est pas régulier comme ceux que nous avons décrits dans la haute plaine de l'Admer (*Cf.* p. 75). Il est jonché de boules ou même d'amas « ruiniformes » comme le montrent les belles photos de M. Lelubre (1952 a, I, p. 206-207). Cette extrême irrégularité peut être due à une certaine hétérogénéité du granite mais peut-être également à une déformation récente, sur le bord Nord de la flexure du Manzaz. Le pédiment ancien a été incapable de suivre le rythme de l'enfoncement des oueds car l'évolution d'un pédiment exige un temps très long, donc une déformation très lente (cas de la plaine de l'Admer). La « mise en creux » de ce granite s'explique assez facilement car :

— *Il semble très sensible à la désagrégation granulaire* avec sa structure très largement grenue, « pegmatitoïde » (C. Royer, 1956-1957) avec des feldspaths de 3 cm et des quartz de 1 cm, en cristaux automorphes ou subautomorphes. Ce granite est presque toujours écrasé avec une nette structure cataclastique (quartz à extinction roulante, biotite et microcline tordus, etc.), ce qui permet la pénétration de l'eau nécessaire à l'hydratation.

— *Mais il est également sensible à l'altération chimique* avec abondance de biotite brune et grandes plages de hornblende. Il contient en particulier 5 % de fer et 2,36 % de CaO. Il tend parfois vers une granodiorite (dans l'O. Gif Amane) et devient très hétérogène avec des passées de granite plus fin ou des lentilles granodioritiques à grain fin (C. Royer), ce qui peut expliquer l'aspect chaotique que prend le pédiment lorsqu'il est remanié [2].

1. L'étude de ces trois granites au porosimètre à mercure donne des résultats aberrants qu'il faut cependant signaler : 9,21 % pour le granite de la paroi de l'inselberg (7,81 pour les micropores, 1,4 pour les macropores), 3,46 pour le granite grossier du pédiment (dont zéro pour les macropores) et enfin 2 % pour le granite fin noir (1,1 % pour les micropores et 0,9 pour les macropores).

2. Sur sa bordure Est, ce granite est limité par une belle crête dissymétrique, franchie en gorge par l'O. Taharakit juste à l'Ouest du puits. Cette belle crête, haute de 80-100 mètres est constituée par des migmatites finement feuilletées, très riches en quartz et en grands microclines avec peu de plagioclases (altérés) et de biotite (chloritisée). L'orientation des plagioclases et des micas est encore très nette (M. Ters).

2) **Le granite du chaînon d'Ikozerarène** [1] s'individualise par rapport à ce granite, comme le Taderaze par rapport à son granite grossier. C'est un granite à grain plus fin et orienté, où le quartz en grands cristaux dentelés s'insinue entre les feldspaths (microcline perthitique et subautomorphe, oligoclase altéré) tandis que la hornblende verte et la biotite ne forment que des résidus interstitiels en petits cristaux altérés. Ce granite semble avoir connu un net apport en silice que confirme la comparaison avec le granite précédent :

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	
Pédiment	65,3	16,1	0,79	4,27	0,36	2,36	2,81	6,41	(M. Lelubre)
Chaînon.....	74,6	13,1	1	2	0,2	1,1	2,4	4,5	(C. Royer)

Dans ce cas aussi, il semble y avoir eu une mise en place d'un granite « acide » le long d'une zone de fracture tandis que plus au Nord, le long de ce même accident, l'Ifersedjane n'est plus qu'une crête d'ultra-mylonite à recristallisation quartzeuse passant à de simples filons de quartz (C. Royer), tout comme la crête NS de l'Iniag où le granite de la Tefedest a été simplement écrasé et silicifié (M. Lelubre 1952 a, I, p. 181 et 183).

3) **A l'Ouest, le chaînon domine la haute vallée de l'O. In Amertek,** taillée dans le granite de la Tefedest vers 1 300-1 250 mètres. En effet, le granite de la Tefedest ressemble à celui de Tin Berdinène par certains côtés : présence de biotite et amphibole, gros cristaux, cataclase à proximité de la zone de mylonites qui expliquent ici sa désagrégation rapide. Mais placé sur la ligne de partage des eaux entre les deux grands réseaux hydrographiques, il n'a été attaqué que récemment par l'O. In Amertek remontant depuis la « cluse » à travers les chaînons SSO-NNE. Il faut remarquer cependant que cette attaque du granite de la Tefedest a dégagé progressivement la belle coupole de l'*Alioum* (1 739 mètres) qui domine les vallées voisines de plus de 450 mètres. Or, il s'agit d'un massif de diorite largement cristallisée, intrusive dans le granite. Cette diorite est surtout formée de hornblendes, corrodées par de grands plagioclases (andésine/labrador) tandis que les quartz sont petits et rares. Elle est formée de 44,2 % de SiO^2 seulement, mais comprend 29,5 % d'Al^2O^3, 7,3 % de fer, 12,9 % de CaO (analyse citée par C. Royer). La grande résistance de cette diorite doit être comparée à celle du gabbro de Taramaste et s'explique, sans doute, par la rareté des diaclases et la faible porosité (1,1 %) de ces roches, sous des climats qui ont dû connaître surtout des phases arides ou assez sèches [2]. On peut en rapprocher aussi le *Selidrar*, inselberg dentelé qui s'élève à 120 mètres au-dessus des vallées élargies à 10 km au SSE de Timesdelsine : il est formé d'affleurements denses et parallèles de microdiorites.

3) *CONCLUSION :*

En dehors de l'Alioum, les seuls reliefs prévolcaniques notables qui émergent du Manzaz sont des lames de granite fin, directement liées à des zones de mylonites. Ce sont des granites tardifs, sans avoir la « jeunesse » des batholites intrusifs dont ils n'ont pas non plus l'extension. En dehors de ces reliefs, toutes les roches étaient aplanies avant l'épanchement des premiers basaltes. La reprise d'érosion, liée sans doute à la flexure du Manzaz (*Cf.* V[e] partie, p. 433), n'a donné naissance qu'à de petits inselbergs de 20-50 mètres de haut (Tifokraouine, Tahort) et a accru l'altitude relative des reliefs antérieurs (Ikozerène, Ouest de l'O. Tessenaouine, Taderaze). Ailleurs, la surface exhumée a été remodelée par des pédiments récents qui ont suivi jusqu'à une époque récente l'enfoncement des oueds (Amensalane, Ouksem). Parfois, ils ont été largement distancés et se sont transformés en topographie chaotique (à l'Est et NE d'Ikozererène). Toute cette évolution a d'ailleurs été plus ou moins entravée par les coulées volcaniques récentes.

Or, à la bordure Sud du Manzaz, où les coulées récentes sont totalement absentes, l'évolution « post-basaltique » a pourtant été des plus limitées. La même surface subhorizontale sous les vieux basaltes recoupe les roches les plus variées :

— *A l'Ouest d'Hirafok* des gneiss et des amphibolites orientés NS à NE-SO et à pendage quasi-vertical.

1. L'analyse chimique donnée par M. Lelubre (1952 a, I, p. 207) sous le nom Ad. Ikezreren se rapporte au granite aplani du pédiment. Le granite du chaînon est décrit par C. Royer (éch. I.E. 595).

2. A Madagascar les gabbros et diorites intrusifs sont systématiquement en relief quand ils sont intrusifs (donc post-tectoniques) et en creux quand ils sont plus anciens (P. Birot, *Etude morphologique des plateaux du Centre de Madagascar. Etudes malgaches n° 3, juil.-déc.* 1963).

— *Au Nord d'Hirafok,* autour de l'Hassi Edjidj, une partie d'un massif granitique discordant, dont le contact à l'emporte-pièce est bien visible au moins au Sud (NF 31-XVIII-XXIV 282-283). Ce granite est formé de cristaux moyens à grossiers, légèrement porphyroïdes et doit se rapprocher des granites intrusifs de l'Atakor, avec un axe qui serait SSE-NNO ici (J. Boissonnas, 1964). Comme il est recouvert par les vieux basaltes parfaitement horizontaux, il faut bien admettre, à moins d'une hypothétique coïncidence de son « toit » avec la surface prébasaltique, que ce granite a été aplani.

— *A l'Est d'Hirafok* un granite migmatitique, lardé de filons de microgranite. Or, ce granite, aplani vers 1 550 mètres sous les vieux basaltes, se dégrade lentement, dans l'angle mort entre les réseaux du Tafedjak et de l'Efeni. Sa surface est jonchée de boules, parfois de 3 à 4 mètres de diamètre, mais pratiquement jamais superposées. Ces boules reposent sur une surface doucement inclinée qui se raccorde à l'Efeni par des pédiments extrêmement doux. Or, ce granite présente des caractères de roche assez résistante :

— Les diaclases sont rares, souvent espacées d'un à plusieurs mètres.

— Sa structure est porphyroïde, presque microgrenue, avec quelques grands microclines (0,5 à 2-3 cm) et des quartz (0,5 à 1 cm) nombreux s'individualisant dans un ensemble de très petits cristaux. Ceux-ci sont souvent inclus dans les plus gros, indiquant un extrême désordre lors de la cristallisation. La biotite en particulier est souvent sertie dans les grands feldspaths et sans doute moins facilement attaquée.

Cependant, il faut remarquer la présence de quelques hornblendes et l'abondance des plagioclases (oligoclases) qui peuvent, sous climat humide, être des facteurs de faiblesse. Mais surtout, ce granite est craquelé par de multiples fissures de toutes tailles traversant indifféremment tous les cristaux et sa porosité (que je n'ai pas pu mesurer faute d'échantillon assez gros) doit être assez forte.

Plus à l'Est, M. Lelubre a décrit (1952 a, I, p. 209) un granite mieux cristallisé sous le nom de Tefegert (Tafedjak). Il doit s'agir du granite « normal » dont le précédent avec sa structure désordonnée, n'est qu'un faciès de bordure. Or, dans ce granite, la présence de hornblende verte s'affirme, « en petites plages souvent déchiquetées » et cette amphibole ferromagnésienne et calcique est évidemment vulnérable à l'altération chimique [1].

Lorsque la vieille surface prébasaltique est exhumée, on passe à de larges plaines (Efeni, Tafedjak, Amensalane) qui viennent buter, presque sans transition contre le grand talus bordant l'Atakor. Ce contraste pose le problème capital de cette bordure Nord.

B. — LES RELIEFS D'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE AU CONTACT DES PLAINES BORDIÈRES ET DE L'ATAKOR

1) *LE TALUS DE L'ABARGA A L'O. TEZAIT S'EXPLIQUE-T-IL PAR ÉROSION DIFFÉRENTIELLE ?*

Quand on remonte sur 4 à 6 km, le vaste « pédiment de piedmont » [2] de l'Efeni où la roche apparaît très souvent sous une très faible pellicule d'alluvions, on s'attend à rencontrer à l'amont une barre de roche très dure ayant depuis longtemps bloqué l'évolution de ce « piedmont ». :

Au SE d'Hirafok, le talus correspond à des « barres » de granite résistant (coupe B sur la fig. 110). En effet :

1) *Le vaste pédiment est taillé dans un granite* à grands cristaux [3], avec de nombreux amas de ferromagnésiens (biotite, amphibole ?). Ce granite est parcouru de nombreuses fractures orientées NS à SSO-NNE, mais ces zones broyées sont souvent silicifiées et mises en relief de 10 à 12 mètres. Vers l'amont, le pédiment est accidenté de quelques rares monticules arrondis hauts de 20 à 25 mètres, taillés dans ce granite grossier.

2) *Le pédiment s'interrompt brutalement au pied d'un talus accidenté* de petites falaises et dominé par des sommets pyramidaux à flancs lisses qui s'élèvent à 120-150 mètres au-dessus de l'Efeni. Les éboulis, assez rares, restent très anguleux et paraissent insensibles à la désagrégation granulaire. Cette première crête est due à un granite à grain fin, ressemblant presqu'à une aplite, avec quelques biotites

1. J. Dresch (*Sur quelques aspects régionaux du relief à Madagascar. Bull. A.G.F. nov.-déc.* 1962) cite, pour l'altération actuelle sur les plateaux de Madagascar, l'ordre d'altération des minéraux, en commençant par la hornblende verte, avant la biotite et le plagioclase.

2. Cet immense pédiment parcouru par un lacis instable de bras d'oueds parfois assez importants doit être différencié par son extension des « pédiments de versant » où ruisselle seulement l'eau de l'inselberg voisin.

3. Avec des cristaux d'orthose de 2 à 3 cm quelquefois orientés ENE-OSO et des quartz d'environ 1 cm en traînées parallèles à cette orientation.

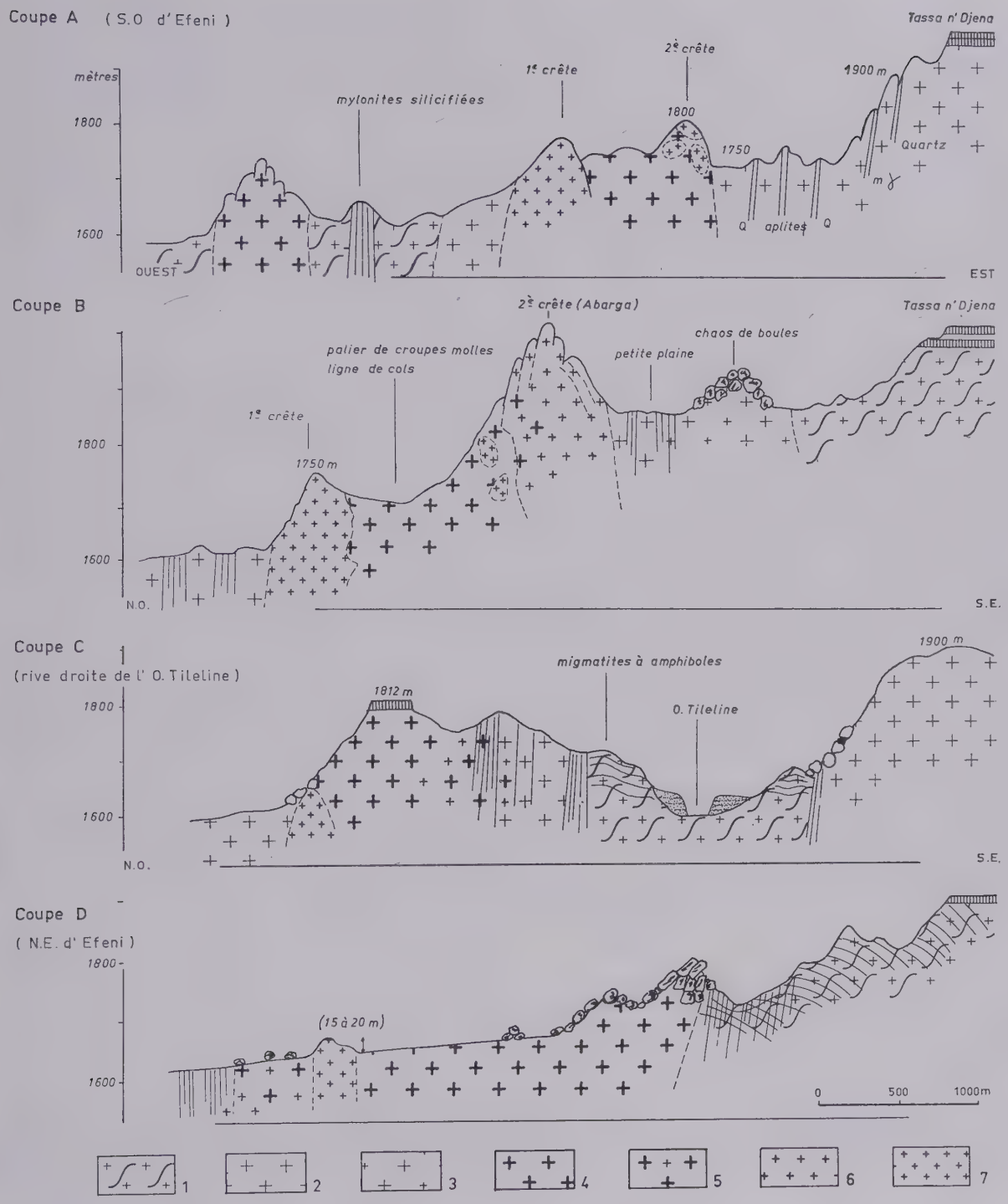


Fig. 110. — Coupes successives le long du talus Abarga-O. Tezaït. A - coupe à l'extrémité Sud de l'Abarga ; B - coupe au Sud-Est d'Hirafok ; C - coupe au débouché de l'Oued Tiléline ; D - coupe au Nord-Est de l'Efeni. Ces coupes sont disposées dans l'ordre depuis le Sud-Ouest jusqu'au Nord-Est du talus et toujours perpendiculaires à celui-ci. Les différents faciès sont : 1 - migmatites ; 2 - granite grossier ancien migmatitique ; 3 - même granite, à faciès hétérogranulaire ; 4 - granite intrusif très grossier (pegmatitique) ; 5 - même granite à structure porphyroïde ; 6 - même granite à grain très fin ; 7 - lame de granite fin postérieur.

visiblement orientées SO-NE, précisément selon l'axe de la crête. Ce granite présente des contacts francs et subverticaux et doit être une intrusion tardive qui s'est mise en place le long d'une zone de broyage liée à un accident important. Ce granite fin constitue avec le granite grossier, un binôme de roches dure et tendre semblable à celui du Taderaze ou à l'Ikozerarène. Ce granite fin est parcouru de fractures postérieures NS et NO-SE qui sont généralement silicifiées, mais ont parfois permis la localisation de quelques très étroits ravins.

3) *Ces quelques ravins s'élargissent brusquement en amont où* leurs affluents prennent une disposition digitée. Cette zone de reliefs adoucis et de cols évasés entre les torrents correspond à un autre granite qui donne des formes douces, parsemées de boules énormes entre lesquelles la roche très désagrégée (gore) n'a été que très incomplètement érodée. Ce granite, qu'on pourrait appeler « pegmatitique », est parfaitement cristallisé en très gros cristaux qui se dissocient très facilement par désagrégation granulaire. Il ressemble beaucoup au granite du pédiment, mais on observe qu'il passe vers l'intérieur, par de multiples transitions à un granite nettement plus fin dont les gros éboulis anguleux jonchent le versant.

4) *En arrière se dresse une seconde crête* (2 000 m, Abarga proprement dit) liée à ce granite plus fin, plus exactement « porphyroïde à pâte fine » qui paraît être le faciès de coupole du précédent. Ces deux granites sont génétiquement liés et J. Boissonnas (rapport 1964) pense que le granite très grossier est une variété plus interne et plus tardive d'une même « lame » syncinématique [1] ayant granitisé une zone broyée SO-NE. Puis la lame de granite fin de la première crête se serait mise en place postérieurement (puisqu'elle recoupe le granite grossier à l'emporte-pièce), suivant le même processus. La deuxième crête s'élève donc de façon plus progressive puisque le contact est nettement moins brutal, mais les hauts pitons donnés par ce granite porphyroïde à cristallisation désordonnée [2] ont une allure de petite « sierra » avec des hautes falaises et des pyramides qui se dressent à 380-400 mètres au-dessus de l'Efeni. Vers l'extérieur, ce granite fournit de très rares blocs énormes et très anguleux, détachés de parois lisses à pente de 60-70° où le jeu des diaclases courbes est évident. Vers l'intérieur, les diaclases ont des inclinaisons plus faibles (le toit du massif ?) et la crête se raccorde par des croupes étagées à une haute plainette (1 900-1 920 mètres), érodée dans un granite différent.

5) *La haute plainette est très irrégulière, creusée de petites alvéoles sableuses entre des ondulations de granite désagrégé.* On a l'impression qu'un matériel préparé par une phase d'altération sous climat plus humide, n'a pas pu être mobilisé, faute de véritable réseau hydrographique vers l'extérieur. Ce granite qui est limité vers le granite fin précédent, par un contact à l'emporte-pièce, est un granite grossier (légèrement porphyroïde) sombre (avec des biotites en cloisons) et orienté. Il est fréquemment traversé par des zones écrasées et vers le Sud, par un quadrillage de filons de quartz et d'aplites, accompagnés de diaclases très denses. Cette intense fracturation (qui paraît caractériser les granites « encaissants » des lames de granite intrusif), la richesse en biotite et le grain grossier semblent expliquer la grande fragilité de ce granite par rapport à celui de la haute crête de l'Abarga. On s'attendrait également à un rôle de la microporosité, mais l'analyse au porosimètre à mercure sur les 4 variétés de granites précédents, se révèle extrêmement décevante sur ce point :

	Porosité totale	Macropores	Micropores
Granite de la première crête	2,01	0,33	1,68
Granite du palier intermédiaire	1,98	0	1,98
Granite de la crête principale	2,14	0,28	1,86
Granite de la haute plainette	2,41	0,42	1,99

En revanche, le rôle de la structure semble important. En effet, vers l'intérieur encore, ce granite devient très hétérogranulaire avec tendance au microgranite. On observe des phénocristaux d'orthose et de quartz, mais la biotite, souvent en amas, reste abondante. De plus, la densité des diaclases ne paraît pas varier beaucoup. Pourtant ce granite s'individualise dans la petite plaine, par un ensemble de collines de boules hautes de 50 à 60 mètres, à aspect chaotique. Il paraît très peu sensible à la désagrégation granulaire et le contact de ce granite hétérogranulaire avec le précédent marque généralement le début des pédiments de la petite plaine.

1. On aurait les mêmes différenciations que dans les granites annulaires décrits par J. Boissonnas dans le Tanezrouft, mais la mise en place dans une fracture est responsable de la forme étirée, en lame, de ce massif.

2. Ce granite est d'abord porphyroïde avec des cristaux orientés OSO-ENE (comme le granite grossier), en particulier des quartz ovales ou oblongues et des traînées de biotite. Puis vers la bordure Est il tend vers une véritable aplite.

6) *Après quelques collines taillées dans des gneiss granitisés* commencent les premières coulées du Tassa n'Djena à 2 050-2 100 mètres. Au-delà la vieille surface prévolcanique n'a même pas été exhumée.

Coupe à l'extrême Sud de l'Abarga selon une large vallée EO (coupe A., fig. 110). Cette partie Sud du massif est également formée de crêtes parallèles qui sont plus ou moins le prolongement des précédentes (NF 31-XVIII-XXIV 238-239). Lorsqu'on remonte l'oued le plus méridional qui débouche, sur l'Efeni, à l'Est d'une large coulée basaltique, on rencontre au milieu de gneiss granitisés, une première crête haute de 40-50 mètres, qui n'existe pas plus au Nord. Il s'agit aussi d'un granite intrusif, large de 100 mètres environ, lié à une zone broyée. Ce granite est cependant assez grossier et très orienté, avec des feldspaths ovalisés et des biotites en cloisons. Il est aussi plus laminé que les granites précédents et cela explique sans doute sa faible importance dans le relief. Un peu plus en amont, on remarque, dans les gneiss granitisés fortement altérés [1], une zone de mylonites OSO-ENE silicifiée, donnant une petite crête.

Au-delà, on retrouve les mêmes granites que dans la coupe précédente :

— *La lame de granite fin*, plus large ici (400-500 mètres), donne des reliefs pyramidaux à petits éboulis anguleux.

— Puis au-delà d'un contact net (suivi par de petits oueds) le *granite grossier* est taillé en versant irrégulier avec des dalles lisses ou des boules alternant avec des zones de roche désagrégée [2].

— Au-delà, des pics isolés et des reliefs hardis marquent la deuxième crête, mais le *granite fin* n'affleure jamais au niveau de l'oued, sinon en blocs éboulés depuis les sommets, ce qui serait un argument en faveur de l'hypothèse d'un faciès de coupole. Cette crête est ici moins haute que dans la coupe précédente (1 800 m environ contre près de 2 000).

— Puis jusque sous les basaltes du Tassa n'Djena, affleure un *granite grossier* très désagrégé, ne donnant pas de boules, mais une topographie assez molle dans laquelle l'oued s'enfonce profondément. Les reliefs sont liés à des filons d'aplites et de quartz, mis en relief par la rapide désagrégation du granite grossier.

Donc, dans toute cette partie méridionale qui forme l'Abarga proprement dit, on peut conclure à une certaine adaptation de la topographie à la diversité de résistance des granites. Pourtant, on reste étonné de la parfaite conservation de la surface prévolcanique à moins d'1 km en arrière de ces crêtes et de l'individualisation incomplète des « barres » de granite fin. Ces deux arguments paraissent exclure l'hypothèse d'une évolution extrêmement longue dans une région « stable », car l'érosion sélective aurait joué un rôle plus décisif, surtout dans ce secteur où l'évolution n'a pas été perturbée par le volcanisme récent. Par opposition avec la surface très évoluée sous le Manzaz, ce talus apparaît comme une forme relativement « jeune » qui pourrait être en relation avec un mouvement tectonique [3].

Coupe au débouché de l'O. Tileline (coupe C, fig. 110). Ici la bordure de l'Atakor devient un peu plus irrégulière (NF 31-XVIII-XXIV 238) : des mesas de vieux basaltes perchées à 1 800-1850 mètres ont protégé des migmatites altérées, mais en d'autres points, le talus est encore taillé dans ces roches peu résistantes. Lorsqu'on remonte l'oued Tileline, on constate la disparition (sur la rive gauche) de la première crête de granite fin [4]. Seules quelques bandes de granite fin, larges de 8-10 mètres, s'avancent encore dans le granite grossier, sans doute suivant de petites fractures isolées. Ce granite grossier (qui porte la mesa 1812) est le granite intrusif des coupes précédentes, très sensible à la désagrégation granulaire, mais protégé par les éboulis de gros blocs des derniers « filons » de granite fin. Or, plus en amont, la seconde crête disparaît aussi : simplement le granite grossier devient un peu plus fin et il entre en contact avec les roches encaissantes migmatitiques par l'intermédiaire d'une zone de broyage, hachée de failles qui n'ont pas été granitisées. Aucun relief particulier ne marque cette zone de contact. En revanche, au niveau de migmatites litées, à peine ondulées, on observe une nouvelle zone broyée, marquée par un brusque talus. En effet, comme partout, les migmatites, très riches en amphiboles ici, sont très profondément altérées à côté d'un granite plus « frais ». La bande de migmatites est d'ailleurs exploitée par l'O. Tileline dans son cours parallèle à la bordure : ce tronçon de sa vallée offre un curieux spectacle de ravinements intenses assez rares dans ces régions où les roches altérées sont érodées depuis fort longtemps. Il faut donc penser que les conditions favorables à la mobilisation de ce matériel très

1. Cette roche à cristaux fins (2 à 4 mm) présente des quartz extrêmement fissurés, des feldspaths très abondants, mais méconnaissables à cause de l'altération et enfin des biotites décolorées en traînées.

2. Même sur une lame de roche « fraîche », les quartz sont assez fissurés, les feldspaths très kaolinisés et la biotite presque complètement détruite (M. Ters).

3. Il faut remarquer que ces lames de granites liées à des zones de broyage se situent exactement entre les deux filons de quartz qui marqueraient l'axe de la flexure supposée (p. 422).

4. Longue de 5 à 6 km et large de 400 mètres en moyenne, elle est bien visible sur la photo XVIII, XXIV, 238.

fragile, sont réalisées depuis peu de temps par l'enfoncement récent de l'O. Tileline [1]. Or, on ne peut invoquer ici de seuil structural en aval puisque, précisément, les deux « bancs » de granite fin ont disparu. Ici également l'idée d'une déformation récente paraît s'imposer.

En arrière de ce « couloir » de migmatites, l'O. Tileline et plus encore son affluent, l'Idoukal, se resserrent en gorges extrêmement étroites, accidentées de « cascades » et de gueltas (Idoukal) et limités par des parois sub-verticales hautes de 80 à 100 mètres. Parallèlement, la topographie est marquée par un talus continu et brutal de grandes boules ou de roche lisse. Une fois gravi ce talus (150 mètres) on accède vers 1 900-1 950 mètres, à la haute surface, exhumée des « vieux basaltes », encore présents partout dans les hautes vallées des O. Tileline et Idoukal. Or, la roche qui joue ce rôle de barrière et qui conserve la haute surface, est un granite migmatitique dont le contact rectiligne avec les migmatites est dû à une fracture à l'aval des gueltas. Ce granite est pourtant formé de gros cristaux et des éléments noirs abondants (biotite et amphibole) sont un facteur de fragilité. Cependant, en comparant un échantillon prélevé sur la bordure (guelta) et un autre prélevé sur la surface exhumée, plus en arrière, on peut constater que :

— Le *granite de bordure* présente une cristallisation très désordonnée avec des quartz à contours extrêmement compliqués, formant parfois de grandes plages irrégulières. Les microfissures sont assez rares et très fines. Par contre, la quasi-totalité des feldspaths est si altérée que les mâcles ont disparu.

— *Le granite de l'intérieur* est mieux cristallisé. En lame mince les microclines sont intacts, mais les plagioclases et la biotite, ainsi qu'une partie des hornblendes vertes sont très altérés. Les quartz sont très fissurés (90 à 100 %) et présentent une certaine extinction roulante.

Il semble donc que la résistance particulière de la bordure puisse être mise sur le compte de phénomènes particuliers à la périphérie de ce granite migmatitique [2]. L'analyse au porosimètre à mercure (C. Guez) indique aussi un léger « avantage » en faveur de ce granite de la bordure :

	Porosité totale	Macropores	Micropores
Granite du pédiment d'Efeni	2,16	0,08	2,08
Granite migmatitique d'aval	2,33	0	2,33
Granite de bordure (guelta)	1,51	0	1,51
Granite de la surface exhumée	2,78	0,16	2,62

Il faut sans doute ajouter à cette microporosité légèrement inférieure, le désordre de la cristallisation qui s'oppose, peut être, à la désagrégation granulaire.

Coupe au NE de l'Efeni (coupe D de fig. 110). Vers le NE, le talus diminue d'importance (100-150 mètres contre 350 à 400 dans la partie centrale) et la bordure décrit un net rentrant. Le pédiment plus ou moins couvert ici, est parsemé de petits monticules de boules, puis le talus lui-même est un grand chaos de boules de plusieurs mètres de diamètre, formé par le granite grossier intrusif typique [3]. Mais ce décor granitique n'est qu'une façade : à 300-400 mètres en amont, on passe sans transition (contact faillé) à des reliefs confus de migmatites à pendage vers l'Est. Ces migmatites litées donnent des reliefs monoclinaux, toutefois très perturbés, près du granite, par une grande densité de fractures, qui représentent la bordure non granitisée de la zone broyée.

Ici, par conséquent, c'est du côté de la plaine de l'Efeni qu'il faut chercher les lames de granite fin éventuel. Or, effectivement on retrouve au moins l'une de ces lames, qui ne se traduit que par des reliefs de 15-20 mètres sur le pédiment. Des faciès plus porphyroïdes donnent aussi de légers « dos de baleine ». Enfin, à près de 4 km du talus, J. Boissonnas a pu retrouver, sur les belles dalles du pédiment, la trace du contact entre le granite intrusif, avec ses cristaux orientés et, au NO, le granite migmatitique de l'O. Tafedjak, haché de lignes de broyage et parcouru d'aplites.

Or, cette observation est d'une importance capitale. J. Boissonnas pense, en effet, qu'il faut grouper en un ensemble unique (le groupe « Abarga Idelès ») tous ces granites intrusifs mis en place dans une même zone de broyage SO-NE (de Timedouine à l'Abarga) puis SSO-NNE (le NE de l'Efeni, l'Amensalane-Tifokraouine et enfin le Taderaze). Ces granites contemporains du jeu d'accidents verticaux affleurent donc sur près de 50 km avec leurs divers faciès, tantôt fins, tantôt très grossiers, qui se disposent en bandes parallèles très caractéristiques. Or, les lames de granite fin ou prophyroïde sont encore très

1. Ces ravinements avaient déjà existé lors de la période sèche de la terrasse «moyenne », car celle-ci atteint ici des épaisseurs de 15 à 18 mètres au bas de ces versants de migmatites altérées. L'entaille de l'O. Tileline remonte donc au moins au Paléolithique inférieur.

2. Ce granite sera étudié plus en détail vers le NE où il affleure très largement (p. 381).

3. Ce granite est assez irrégulier, passant de très gros cristaux à des faciès plus fins ou même des enclaves de migmatites, mais il se distingue par l'orientation constante de ses feldspaths et surtout de ses biotites.

mal dégagées au SO (Abarga), aplanies et incorporées dans un immense pédiment très voisin de la surface prévolcanique au centre, puis à nouveau en relief à l'extrêmité NE. A moins d'une très hypothétique variation dans la hauteur atteinte originellement par ces granites intrusifs, il faut bien admettre que ces lames ont été aplanies au cours d'une très longue évolution dans la partie centrale, tandis qu'au Nord le Taderaze résistait mieux, avec sans doute une évolution « post volcanique » plus nette, étant donné sa position sur l'axe de la flexure du Manzaz. Au contraire, à l'extrême Sud, l'Abarga commence seulement à s'individualiser, probablement en liaison avec une déformation. De toute façon le grand talus SO-NE de l'Abarga à Tezaït recoupe indiscutablement cet axe granitique, avec lequel il ne coïncide qu'au SO.

L'extrémité Nord du talus jusqu'à l'O. Tezait. Au NE d'Amensalane, la bordure est encore recouverte par de vieilles coulées basaltiques déformées et par une coulée de vallée descendue du cône récent du Tamenzest (cote 1875). Mais on constate que, progressivement, le granite « Abarga Idelès » est relayé par le granite migmatitique diffus de « Tarouda » [1] (J. Boissonnas, 1964). Celui-ci s'étend en grande amande NS, longue de près de 30 km et large de 4 à 8 km, jusqu'au plateau du Tassa n'Djena. Il est encore en grande partie recouvert par les vieux basaltes et conserve fort bien la haute surface là où elle est exhumée. Cependant, son comportement est assez variable d'un point à l'autre car des séries de granitisations diffuses ont précédé la constitution du granite homogène et subsistent de façon anarchique, impossible à cartographier. D'autre part, il présente une différence de composition et de structure entre la partie occidentale qui constitue la bordure et le reste du massif qui conserve la vieille surface sommitale :

Dans l'intérieur, ce granite a été décrit par M. Lelubre (1952 a, I p. 210) dans l'*O. Tessekinte*. C'est une roche très largement grenue, avec des quartz peu fissurés (très riches en inclusions liquides), des feldspaths potassiques en grandes plages moulant les autres cristaux, des plagioclases (30 % An) à myrmékite et de la biotite brune. Un peu au Sud, dans l'*O. Ansassarène* (M. Ters), c'est encore un granite classique, avec des quartz très peu fissurés et pas très abondants, beaucoup de plagioclases assez altérés, assez peu de microclines mais très frais. La biotite est rare, transformée en chlorite et on peut ajouter un peu de muscovite et de beaux cristaux d'épidote. Ce même faciès se retrouve dans le haut O. *Aoufarène* (M. Ters), avec aussi chlorite et épidote et les mêmes caractéristiques pour les constituants principaux, mais ici le granite est traversé de nombreuses fissures et les clivages des feldspaths sont légèrement décollés.

Au contraire, sur la bordure, ce granite s'enrichit en hornblende verte. Nous l'avons constaté dans les gorges des *O. Tileline et Idoukal* où ce granite entre en contact avec des gneiss amphiboliques migmatisés [2]. On l'observe aussi à l'amont de l'*O. Tin Saouak* et sur la rive gauche de l'*O. Tezaït*. Cette hornblende est, en principe, un élément de fragilité et pourtant toute la partie Nord du talus est taillée dans ce granite à amphibole. Cela peut en partie s'expliquer par les arguments suivants, tirés d'une analyse du granite de la gorge d'Idoukal (M. Ters) :

— La hornblende est en grande partie transformée en chlorite par une altération hydrothermale et cette chlorite est bien plus stable. De même sans doute pour la biotite.

— Les plagioclases altérés sont souvent inclus dans de grands microclines et transformés en muscovite.

— Enfin la faible proportion de quartz (15 % environ) a permis à cette roche de résister aux écrasements, ce qui expliquerait la faible fissuration des cristaux.

Mais sur le terrain ce granite de bordure paraît assez sensible à la désagrégation granulaire et à l'extrême pointe Nord, l'étroite échine du *Tidjatine* (fig. 118) résulte d'un net recul du talus granitique au profit d'un vaste pédiment en partie ennoyé sous les coulées de l'O. Tezaït. En lame mince, le granite de Tidjatine se différencie seulement par un fort écrasement tectonique (extinction roulante des quartz, feldspaths et biotites légèrement tordus, mais sans fissuration importante), qui peut expliquer sa désagrégation plus rapide. Tandis qu'à l'Est, le Tidjatine domine le pédiment de 80 à 100 mètres, vers l'Ouest, le granite est encore en grande partie fossilisé par les coulées anciennes déformées. Cependant dans le haut O. Tin Saouak, un petit pédiment (100 mètres de large) paraît lié à un granite très écrasé et diaclasé qui affleure à l'Ouest d'un filon de microdiorite, alors qu'à l'Est de ce filon, le versant du Tidjatine est lisse avec très peu de diaclases visibles. Cette différence d'écrasement se traduit dans la microporosité puisque le granite du Tidjatine a une porosité de 1,16 % dont 0 % pour les micropores, alors que le granite du pédiment (échantillon frais) atteint 3,68 % (0,59 pour les macropores et 3,09 pour les micropores).

1. J. Boissonnas a montré (1964) que ce granite n'a pas les mêmes caractères que le vrai granite migmatitique type Tefedest. Il se rapproche plutôt de celui d'Ifrak (*Cf.* p. 352) et M. Lelubre réunissait ces deux granites dans un type « Atakor ».

2. Ce granite a un cortège de minéraux lourds original avec ilménite, leucoxène, apatite (M. Ters).

Si l'on suit la piste automobile vers Tazrouk jusqu'au *Tamenzest, à 6 km plus au Sud*, dans une zone où la vieille surface déformée est exhumée de 30 à 40 mètres, on constate qu'un aplanissement s'étend à la fois sur le granite grossier normal et un granite plus fin. Ce dernier présente une cristallisation désordonnée et renferme très peu de biotite ; il représente peut-être une phase tardive de l'évolution du précédent, accompagnée de filons d'aplatite et de pegmatite. Ce granite fin donne une topographie de petits inselbergs à boules entourés de pédiments, tandis que le granite normal est plus uniformément aplani. Or, ici, le porosimètre à mercure indique 4,68 % de porosité totale (0,68 pour les macropores et 4 % pour les micropores) pour le granite fin et seulement 1,89 % (0 et 1,89 %) pour le granite normal, c'est-à-dire comme au Tidjatine.

Ces deux exemples de l'évolution « post-volcanique » tendent à prouver que le facteur porosité n'est pas primordial dans tous les cas car la désagrégation granulaire qui semble avoir été le mode d'érosion le plus efficace de cette période, dépend aussi de l'état plus ou moins désordonné de la cristallisation, de la taille des cristaux ou de la richesse en biotite.

Conclusion : le talus Abarga Tezait n'est pas un talus d'érosion différentielle. En effet, au SO, il semble se calquer sur les lames de granite fin d'« Abarga-Idelès », très imparfaitement dégagées. Puis il recoupe cette bande de granite intrusif avec la plus grande indifférence. Enfin il garde une certaine rigidité sous les coulées déformées du NE, alors que le « granite de Tarouda » sous-jacent est extrêmement hétérogène avec des variations de composition minéralogique (hornblende), de cristallisation ou de fissuration. Cette étude de l'érosion différentielle tend donc à confirmer l'idée d'un axe de déformation tectonique SO-NE postérieur aux vieux basaltes. Le talus que nous observons à l'heure actuelle découle de l'action de l'érosion au niveau de cette déformation, entre des éléments restés intacts de la vieille surface prébasaltique. Nous verrons (p. 433) qu'une évolution du même genre, mais beaucoup moins nette, commence à apparaître le long de la « flexure » ONO-ESE du Manzaz dont l'âge serait plus récent. Au contraire, vers l'Ouest, les influences tectoniques sont beaucoup plus atténuées.

2) *LES CONTACTS BEAUCOUP PLUS FLOUS ENTRE LES PLAINES GRANITIQUES D'IN AMGUEL ET L'ATAKOR.*

Au NO, aucun talus n'atteint la netteté de celui d'Abarga-O. Tezaït. Le rebord du granite d'Ifrak et le chaînon de l'Izaguène dans son prolongement sont directement liés à l'accident « Ouest Atakor », mais nous avons vu que tous ces reliefs pouvaient s'expliquer par des talus de « lignes de faille ». Au-delà vers le NO, le contact entre l'Atakor et la plaine est très progressif.

La plaine à l'Est d'In Amguel est déjà une « antichambre » des immenses surfaces monotones du Tanezrouft. Elle s'étend sur le granite migmatitique de la Tefedest qui paraît aplani sur 20 à plus de 30 km jusqu'aux inselbergs résiduels (Fernline) comme l'In Teferkit (1 810 m) ou l'Edyem. Au contraire, vers l'Ouest, l'énorme coupole du *Tan Afella* (2 080 m) qui domine de plus de 1 000 mètres le bordj d'In Ekker est un « inselberg de dureté ». Grand ovale de 8 km sur 5, allongé ENE-OSO, il correspond pratiquement à l'affleurement d'un granite intrusif du type Aheleheg ou In Tounine [1] mais encore plus siliceux (76 à 78 %) que celui d'In Tounine (71-72 %) et plus pauvre en alumine, en fer et en chaux. Bien plus modestes, les coupoles de l'Igmatène (1 512 mètres) dominent la plaine (1 150 m) d'environ 300-350 mètres et ont la même composition chimique que le granite de la Tefedest.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Tan Afella..... (M. Lelubre, 1952 a, II, p. 206, n° 23)	75,0	13,2	0,9	0,5	0,45	0,9	3,7	5,0
Tan Afella (C.R.P.G.).....	76,1	12,5	1,09	0,1	tr	0,94	4,07	4,6
Igmatène (B.R.M.A.)	70	16,4	0,2	2,2	0,4	1,8	3,5	3,5
Tefedest [2]..... (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 183, n° 3)	72,3	15,0	0,51	1,34	0,41	1,58	3,67	4,06

1. Sauf au Sud-Ouest, où se développent des pédiments sur le granite intrusif, comme à l'Ouest de l'In Tounine (O. Aguentor) ou au NO de l'Aheleheg (haut O. Ouazène). Cette érosion plus forte du flanc Ouest est remarquable dans ces granites circonscrits. Cependant on ne la retrouve pas à l'In Akoulmou (2 370 m), encastré dans la Tefedest, où un petit oued tend à évider une petite dépression centrale (NG 31, *VI* n° 141-143) rappellant plutôt la « boutonnière » du Serkout.

2. Il peut paraitre abusif de caractériser le granite Tefedest, qui comprend tant de faciès différents, même parmi les granites migmatitiques, par une seule analyse chimique. Mais cette analyse se révèle assez représentative car d'après les résultats publiés par C. Royer et J. Zundel (1956-57) la composition chimique ne varie pas beaucoup d'un faciès à l'autre, parmi les granites migmatitiques de la Tefedest.

Les coupoles de l'*Igmatène* sont plus difficiles à classer dans les inselbergs de position ou dans les inselbergs de dureté. La première hypothèse est vraisemblable, mais on doit noter, en faveur de la seconde, qu'il existe un chapelet de petits inselbergs (Hassi Akaham, Isek n'Toufrek, Igmatène) qui paraissent jalonner le contact entre le granite et son cortège de migmatites. On serait donc tenté d'émettre l'hypothèse d'une différenciation de bordure du granite de la Tefedest, mais sans preuve pétrographique. Il se peut que, dans cette région épargnée par les coulées volcaniques, une très longue évolution ait pu mettre en valeur des différences de résistance minimes. On le remarque aussi dans le réseau hydrographique, plus fréquemment lié ici aux grandes zones de fractures (O. Amekeni, O. Ahtess, O. Tin Eleft) ou aux diaclases.

La transition entre cette vaste plaine granitique et l'Atakor est ménagée par des alvéoles sableuses développées sur les migmatites : plaine de l'O. Ahensa Noulemdène (1 050 mètres), de l'O. Tekchouli moyen, de l'O. Torak du NO, de l'O. Tin Adjane (1 100 mètres). A l'Est, il semble que les deux premières viennent buter contre un accident NS récent (p. 453), mais dans l'ensemble les transitions sont lentes. Plus à l'Est, d'autres niveaux aplanis plus élevés s'individualisent à la tête des vallées vers 1 350-1 400 mètres : O. Iguelougal (SE de la Tefedest), O. Azoum, O. Imontal (à l'Est de Timesdelsine) et dérivent directement de l'exhumation de la vieille surface prébasaltique. Le passage des alvéoles basses (1 050-1 100 mètres) aux hautes vallées dues à l'exhumation de la surface ancienne, se fait par une zone confuse de petites crêtes accidentées qui peuvent suggérer une reprise d'érosion. P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 28-32) avaient interprété ces niveaux « moyens » et « supérieurs » dans le cadre d'une évolution « cyclique », « à la suite d'une vague d'érosion régressive issue d'un niveau de base endoréique ». Or, les progrès dans la connaissance géologique de ce secteur permettent actuellement de remarquer que cette zone intermédiaire plus accidentée correspond à une zone de petites crêtes gneissiques et filoniennes particulièrement denses dans la région accidentée, parce qu'elles sont plus rebelles à l'aplanissement [1]. D'autre part, cette zone intermédiaire correspond à l'arrivée massive de coulées volcaniques récentes de l'Atakor ou du Manzaz, qui ont arrêté la remontée de l'érosion. Ces deux raisons peuvent être suffisantes pour expliquer la différence d'évolution entre les régions aval et amont, mais il faut remarquer aussi que ces niveaux, surtout nets à la bordure NO de l'Atakor et Ouest du Manzaz, se sont, peut-être, développés en rapport avec des gauchissements récents de la vieille surface. Cependant l'émiettement des « vieux basaltes », leur confusion possible ici avec des « coulées de pente » ne permettent aucune conclusion sérieuse pour ce secteur. En cela cette région fait aussi transition vers les surfaces monotones et anonymes du Tanezrouft.

III. — ALVÉOLES ET CRÊTES PSEUDO-APPALACHIENNES DE LA BORDURE SUD-OUEST (OUAN HELLEGUEN) :

Au SO de l'Atakor, les lambeaux de « vieux basaltes » sont beaucoup plus nombreux qu'au NO. Ils subsistent sur des crêtes SSO-NNE de gneiss et d'amphibolites qui conservent une extraordinaire uniformité d'altitude alors qu'en contrebas se développe un réseau de toutes petites vallées extrêmement denses et ramifiées rejoignant de grandes artères complètement indifférentes aux influences structurales (NF 31-XVIII-XXIV nº 1 et 2). Ce réseau surimposé, cette uniformité des altitudes des crêtes, la présence de ces mesas isolées au point de divergence des petits oueds (Tozouni, In Toudet), et même la présence de belles coupes d'alluvions pré-basaltiques (Tozouni) sont des preuves suffisantes de l'existence de cette vieille surface. Or celle-ci ne subsiste que sur les gneiss et amphibolites (Tozouni) ou sur le faisceau de filons de microgranite et de microdiorite SSE-NNO (In Toudet, *Cf.* Pl. XXV, fig. 2), avant de s'ennoyer sous des coulées basaltiques plus récentes issues des petits cônes stromboliens de la Tahalra. En contrebas de ces éléments de la pénéplaine exhumée et incisée, s'étendent deux alvéoles granitiques où le paysage est complètement différent, avec de vastes plaines parsemées de petits reliefs rocheux. Celle de l'Ouest, la plaine de Tit, est largement ouverte vers l'Ouest, mais coupée en deux par la « coulée de pente » de l'Hadib Hadrit, qui indique un enfoncement de 120 à 150 m par rapport aux lambeaux de vieille surface (1 200 m contre 1 360 au Tozouni). Celle de l'Est, la plaine d'Aguenar, est au contraire entièrement encastrée entre les petits chaînons qui joignent l'Atakor à la Tahalra.

1. On le constate aussi à l'Ouest d'In Amguel où les gneiss gardent des altitudes voisines de 1 100 mètres alors qu'en arrière le granite se creuse déjà en fonction d'un niveau de base plus déprimé, autour de la « cluse », qui serait le niveau « inférieur » limité aux grandes vallées.

Difficilement drainée vers l'Ouest par les gorges à méandres encaissés de l'Oued Outoul, elle reste nettement plus proche de la surface primitive (enfoncement 60-80 m environ). Juste à l'Est de cette plaine, s'étend l'alvéole de Tamanrasset à laquelle on passe presque sans obstacle. Or le plancher de cette alvéole se situe à une altitude tout à fait voisine de celle d'Aguenar (1 380-1 400 m), alors que ces deux formes d'érosion dépendent de réseaux bien différents (l'oued Amded et l'oued Tamanrasset) qui n'ont sans doute pas subi la même évolution « cyclique ». Plus étonnante encore est la symétrie d'évolution qu'on constate entre deux petits bassins encastrés dans l'Atakor vers 1 500-1 550 m, en contrebas de la vieille surface située vers 1 700 m. L'un est creusé dans des gneiss granitisés, par un affluent de l'O. Tamanrasset, le *Takacherouet*, l'autre, dans un granite évidé par un affluent de l'O. Tit, l'O. Tarhenanet. Ce dernier bassin s'appelle le *Timesserouadjène ou bassin du Crocodile*. Tous les deux se situent juste en amont de l'axe ESE-ONO jalonné par l'Issekram, l'Ikarraguène et l'Hechaguène, le long duquel la vieille surface semble avoir été déformée. Ces cinq dépressions constituent les formes d'érosion majeures en contrebas de la surface pré-volcanique.

A. — LA PLAINE GRANITIQUE DE TIT

Cette plaine mesure une vingtaine de kilomètres du Nord au Sud et une quinzaine d'Est en Ouest. Cette seconde mesure paraît assez aléatoire puisque vers l'Ouest, les O. Outoul et Tit divaguent librement sur une vaste surface aplanie. Cependant à quelques kilomètres à l'Ouest de Tin Emensar, de légères ondulations et des petites crêtes montrent un changement de paysages (M. Lelubre, 1952 a I, photo 78). La belle plaine sableuse, parsemée de boules ou de pitons rocheux est en fait limitée à une vaste ellipse de granite d'anatexie extrêmement hétérogène, passant à l'Ouest de l'O. Ahtess à des migmatites puis à des « gneiss migmatitiques à biotite » responsables des petites crêtes NS. L'hétérogénéité même de ce granite explique la variété des formes topographiques qu'il peut présenter. On constate surtout une opposition entre l'intérieur de l'affleurement granitique et ses bordures :

Toute la partie centrale de l'ellipse granitique forme la plaine sableuse, modelée par une multitude de pédiments de toutes tailles autour des petits inselbergs. A l'Est, la piste automobile descend de la bordure vers Tit, par un plan incliné à légère pellicule sableuse, qui présente une pente très régulière sur 4,5 à 5 km (pente d'environ 1 %). Mais vers l'Ouest, la multiplication des collecteurs (O. Amekni, O. Tesouft) limite l'extension des pédiments. Ces formes d'aplanissements, pourtant lentes à s'adapter à l'enfoncement des collecteurs, ont suivi le creusement vertical en se dégradant très lentement. En effet, l'O. Tit a été bloqué dans son creusement par la « coulée de pente » et dédoublé (fig. 111). Le creusement récent s'est limité à un étroit couloir enfoncé de 15-25 mètres en contrebas de la coulée le long de l'O. Tit, alors qu'au Nord l'évolution récente a été pratiquement nulle. La plaine est accidentée de nombreuses pustules rocheuses de quelques mètres, voisinant avec de vrais inselbergs de 20 à 30 m capables de développer de petits pédiments où ruisselle l'eau tombée sur leurs flancs. Certains paraissent liés, dans l'O. Amekni, à des affleurements de « migmatites nébulitiques » (M. Lelubre, 1952, a, I, p. 197), incomplètement granitisées, et moins sensibles à la désagrégation granulaire. Au contraire, au NO de Tit, le granite « normal », à gros cristaux (grands microclines moulant des plagioclases, quartz, biotite) est pratiquement aplani car il est écrasé et plus vulnérable à la désagrégation granulaire.

Autour de cette plaine à inselbergs, située vers 1 150-1 200 mètres d'altitude, on note toute une série de reliefs granitiques périphériques. A l'Ouest, en dehors du très beau cône strombolien de l'O. Tesouft, on ne trouve que *de petits reliefs marquant la bordure du granite :* Guelli (1 320 m), Tijahel (1 171 et 1 176) Todat n'Bagul (1 183) puis au Nord des reliefs bas mais plus compacts où s'individualisent quelques pyramides et coupoles : les Sellermatine (1 329 m), près de la piste. Au NE, la bordure est marquée par une crête allongée SSE-NNO (1 262 m) tandis qu'en arrière se dresse *la coupole imposante et dissymétrique du Tin Teganet* avec ses flancs lisses et ses grandes diaclases courbes qui font penser à un Tan Afella « miniature ». Son sommet plus pointu qu'une véritable coupole s'élève à 1 597 mètres, soit environ 400 mètres au-dessus des pédiments périphériques. Son flanc Nord nettement plus raide est une paroi presque lisse dont l'ascension est rendue très difficile. Au SE du Tin Teganet, les reliefs périphériques s'interrompent et la plaine de Tit se poursuit par des grandes vallées élargies où confluent tous les grands oueds de ce secteur (O. Tit, O. Tarhenanet, O. Tadjmert). A la pointe Sud de la plaine, les reliefs granitiques reprennent et deviennent extrêmement compacts dans l'*Ad. Tilokatine* où des lambeaux de surface sommitale sont conservés vers 1 300-1 320 mètres avec de minuscules témoins de vieux basaltes. En contre-bas, le granite est modelé « en coupoles et reliefs ruiniformes que l'O. Outoul traverse en gorges très resserrées » (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 197). Ces reliefs massifs sont limités

vers la plaine de l'Amekni par un talus quasi rectiligne SSO-NNE (XVII-XVIII 576). Tous ces reliefs périphériques s'expliquent de diverses manières :

a) **L'Ad. Tilokatine** est certainement dû à un granite « rouge » différent de celui de Tit. Il « n'est pas migmatitique » et son contact avec le granite d'anatexie est brutal selon une fracture SSO-NNE qui est précisément dégagée en ligne de faille à l'amont de l'O. Amekni [1]. Son faciès fait penser à la modification constatée sur la bordure du granite d'Ifrak, précisément le long de ce même accident « Ouest Atakor », donnant également un granite rougeâtre avec d'importantes silicifications ;

b) **Le Tin Teganet** (XVII-XVIII, 598) est un granite franchement différent, formant une grossière ellipse de 2,5 × 1,5 km, allongée suivant la direction des plis suggariens, mais avec des contacts à l'emporte-pièce comme l'ont montré M. Bourgeois (1955-1956) puis J. Boissonnas (1958-1959). Ces auteurs ont montré que ce massif est en fait formé de deux granites différents. Tous les flancs de l'inselberg, sauf au SSE, sont taillés dans un *granite grossier*, équigranulaire, avec une certaine tendance porphyroblastique des feldspaths et une nette dispersion des biotites. Ce granite a pratiquement la même composition chimique que le granite grossier d'In Tounine :

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O
— Tin Teganet.....	74,1	14,9	0,8	1,1	0,05	0,8	3,8	3,6
— In Tounine.....	74,3	13,2	0,1	2,25	0,3	1	3,1	5,2

(J. Boissonnas, 1962, p. 72, n° 8)

Il est sans doute légèrement plus riche en plagioclases et plus pauvre en feldspaths potassiques et en biotite. Ce granite est modelé en grandes parois lisses, directement calquées sur les diaclases courbes qui plongent vers l'extérieur. Au SO et au SE, il est taillé en pédiments rocheux bordés par des « knicks » très nets. C'est ce granite qui donne aussi le sommet principal excentré vers le Nord et bordé de grands abrupts lisses, mais dans cette partie sommitale, le granite grossier devient de plus en plus fin, et « au fur et à mesure, prend des formes plus abruptes et déchiquetées » (J. Boissonnas). *L'autre granite est nettement plus fin*, et ne peut se confondre avec la différenciation plus fine du précédent vers la coupole. En effet, c'est un granite enraciné, intrusif dans le précédent sous forme d'une ellipse de 500-600 m de diamètre. C'est un granite très voisin du faciès albitique d'In Tounine avec des quartz bien isolés et des biotites rares et il paraît plus résistant encore vis-à-vis de l'érosion. Il donne de grandes dalles lisses, entrecoupées de petites falaises luisantes, avec des pentes moyennes dépassant 55-65° où l'érosion paraît se cantonner dans quelques grandes diaclases béantes mais très espacées. Lorsque des blocs se détachent de la paroi, ils subsistent, très anguleux, au pied du versant sans se désagréger. Généralement le contact entre les deux granites se traduit par un léger replat, en particulier au SO où « un chevelu d'aplites anastomosées » parallèles au contact donne même naissance à un « crêt » de granite grossier « armé » en bordure du replat que suit un petit ravin.

Ce granite fin affleure sur la plus grande partie du flanc Sud en pente douce, où il paraît avoir été exhumé du granite grossier. Tout au SSE, les deux granites se mêlent de façon inextricable (des éléments de granite grossier sont « emballés » dans le faciès fin tardif dans un secteur entrelardé de filons d'aplite et de grandes lentilles de pegmatites). On a l'impression de se trouver ici en présence du « toit » de l'intrusion dans le granite grossier, ce qui laisserait supposer que cette pente régulière de la topographie reproduit plus ou moins le « toit » de l'intrusion fine. Cette zone de mélange est aplanie, mais le pédiment est ici extrêmement irrégulier avec alternance de « dos de baleine » (granite fin) et de ravines à fond sablonneux et bords grumeleux (granite plus grossier).

Ainsi, malgré l'apparente simplicité de sa forme, cet inselberg tend déjà vers des formes d'érosion différentielle plus complexes que dans l'énorme Tan Afella qui paraît plus homogène. On peut le comparer plutôt au Taourirt de l'Aheleheg tel qu'il devait émerger de la surface prébasaltique.

c) **Les autres reliefs périphériques autour du granite de Tit** ne peuvent pas être expliqués par des granites réellement différents. Dans certains cas, on pense, comme au Sud de la Tefedest, à des modifications subtiles en bordure de la zone granitisée :

— *Au Sud du Tin Teganet*, la crête allongée NNO-SSE (1 262) correspond à un granite dont tous les constituants sont présents, mais avec d'énormes feldspaths (1 à 4 cm) et une disposition préférentielle des

1. M. Lelubre (1952 a, I, p. 198) indique que ce granite « est limité à l'Est et à l'Ouest par des failles, marquées par des zones mylonitiques » mais que « pourtant la roche ne semble pas essentiellement différente » (de celle du granite situé dans la plaine).

cristaux (surtout des biotites) qui explique l'allongement de la crête. Il s'agit de gneiss incomplètement granitisés dominant le granite à l'Ouest et les gneiss et amphibolites aplanis à l'Est.

— *Au Nord, les gours de Sellermatine* correspondent au granite migmatitique avec quartz, microcline poecilitique, oligoclase subautomorphe, biotite (partiellement chloritisée) avec un peu de muscovite. Moins fragile du côté des éléments micacés, ce granite de bordure présente aussi des faciès « soit fin, soit porphyroïde » (éch. n° 207, B.R.M.A.), avec une structure engrenée. On passe progressivement du granite « normal » à ces faciès plus désordonnés lorsque la topographie s'accidente de « gours ». En revanche ce granite est plus riche en CaO et en fer et plus pauvre en silice que le granite de Tilokatine au Sud.

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O
Sellermatine.....	71,4	15,2	1,4	1,4	0,3	1,7	3	4,5
Tilokatine.....	74,8	13,9	0,7	1,3	0,25	0,75	3,3	4,1

— *Au NO, les inselbergs de petite taille du Todat n'Bagul* seraient liés à la zone de passage « à des gneiss plissotés et injectés de pegmatites et aplites irrégulières ou filoniennes » (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 198). Au contraire, ceux, plus compacts de la région de Tahart (O. Outoul inférieur) sont liés au granite migmatitique, mais à grain relativement fin, avec une structure en cloisons et présence de myrmékite (éch. n° 3204 B.R.M.A.).

Cette même opposition entre la plaine granitique centrale et des reliefs périphériques caractérise aussi la région d'Aguenar.

B. — LA PLAINE GRANITIQUE D'AGUENAR

Cette plaine s'étend surtout à l'Est, entre les Tilmas d'Aguenar et le Tedesi où sa planitude presque parfaite a permis la construction des pistes de l'aérodrome de Tamanrasset. On est cependant très vite étonné de constater que la pellicule sableuse reste toujours extrêmement faible et que la roche affleure un peu partout. Il s'agit en effet d'une plaine d'érosion dont le plancher est très proche. Ces affleurements rocheux sont plus ou moins importants et donnent une grande diversité d'aspects à cette plaine. On remarque des alignements, surtout NNE-SSO de « dos de baleine » de roche très fraîche, qui s'écaillent légèrement par desquamation et peuvent atteindre quelques mètres de hauteur. Ils semblent correspondre à des densités inégales dans le réseau de diaclases, car ils sont séparés par des couloirs sableux larges de 20 à plusieurs centaines de mètres (exceptionnellement 1 km au SO où est établi l'aérodrome), souvent presque fermés à l'amont et sans écoulement (le vent y modèle un grand nombre de petites nebkas à partir de l'arène). Les travaux au bulldozer pour l'aménagement des pistes ont montré que même dans les dépressions, les pelles mécaniques râclent environ 50 cm d'argile sableuse noirâtre masquant un granite altéré, parfois sur une épaisseur de 10 mètres (G. Cheylan. *Alimentation en eau potable de l'Aérodrome de Tamanrasset. SES. Archives n°* 17) et cette altération augmente vers le Sud (Oudian Tersi) puisqu'un puits foré à 16,5 mètres n'a pas rencontré ici le granite franc. Au contraire, vers le NE (Foum Tin Relalen), les îlots rocheux se multiplient et se resserrent et vers le Tiloumrout (1 578 mètres), les couloirs ont totalement disparu, tandis que les « dos de baleine » sont devenus des dômes allongés à parois lisses hauts de 50 à 80 mètres. On est donc très tenté ici d'expliquer l'apparition des reliefs granitiques à partir d'une surface d'altération inégale déformée et érodée.

D'ailleurs cette plaine de dégradation rocheuse est totalement à l'écart des grands réseaux hydrographiques, car plus au NE les affluents des O. Outoul et Tamanrasset (l'O. Téhé Mellet) profitant de lignes de fractures favorables ont capté toute alimentation hydrographique venant de l'Atakor. Cette plaine est donc livrée à l'érosion aréolaire du ruissellement et du vent, tandis qu'un réseau hydrographique à peine marqué montre d'anciennes directions de drainage vers le SO, c'est-à-dire suivant la pente de dégradation [1]. Or, cette orientation est totalement inadaptée aux conditions actuelles, puisqu'au SO tout exutoire est obturé par les champs de lave récents de la Tahalra. Aussi voit-on ces eaux, rassemblées au contact des premières coulées, s'écouler parallèlement au contact vers le SE où elles rejoignent l'O. Tamanrasset. En revanche, à l'Ouest, une gorge percée à travers les chaînons d'In Toudet, à la faveur d'une zone de fractures, a permis à l'O. Aguenar d'attirer vers l'O. Outoul une partie de ces eaux, mais le recul de l'érosion reste bloqué dans les barres filoniennes (Tilmas Aguenar) qui protègent ainsi cette étonnante plaine rocheuse.

A quelle époque s'est faite cette crypto-altération qui explique ces reliefs différentiels ? Comme cette « crypto-altération » augmente vers le SO suivant la même pente que la vieille surface,

1. Cette pente apparaît magnifiquement sur un levé au 1/20 000 I.G.N. (que j'ai pu consulter à la Mairie de Tamanrasset) où les courbes de niveau équidistantes de 10 mètres sont régulièrement SE-NO, indifférentes aux tracés hydrographiques.

on est tenté de faire remonter cette altération à l'époque pré-volcanique. Mais, autant qu'on puisse en juger par les observations à la base des mesas (en particulier celles de la cote 1439 qui s'alignent comme des chenilles processionnaires), le granite était assez frais à cette époque [1]. Il semble cependant que le granite ait été assez vite exhumé de sa couverture volcanique ici. En effet :

— P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 22) signalent au Sud de la plaine, sous un basalte « fortement éolisé et ayant subi une altération chimique en boules assez poussée », « plusieurs mètres d'alluvions rubéfiées » avec des galets bien roulés de quartzites ayant jusqu'à 20 cm de diamètre. Parmi ces alluvions on trouve des galets de basalte provenant des laves de la première phase volcanique. Cette coulée, visiblement emboîtée en contrebas d'In Toudet appartient donc à ce que j'ai appelé les « coulées de pente » et les galets de quartzites prouvent un bassin versant assez développé.

— J'ai retrouvé des alluvions rouges semblables à la base de lambeaux de coulées dans l'Ounrher (SSE de la plaine), situés à 1 350, 1 363, 1 371 mètres, donc apparemment emboîtés dans le niveau des crêtes aplanies de la vieille surface. Il s'agit de 10 à 12 mètres d'alluvions fluviatiles avec des sables surtout quartzeux et des galets de 10 à 30 cm, anguleux vers le bas et mieux émoussés vers le sommet de la coupe. Bien que les quartz dominent, parfois ferruginisés, on trouve aussi des gneiss à muscovite, des granites à grain moyen, des quartz verts (qui semblent provenir de l'Ad. Haggarène) du basalte gris bleu très décomposé et même des laves « acides » plus ou moins altérées. Les minéraux lourds (M. Ters) comprennent beaucoup d'éléments granitiques (zircon, sphène, andalousite), mais également basaltiques (hornblende brune) ou gneissiques (disthène) souvent très altérés et mêlés avec des oxydes de fer très abondants. La fraction argileuse indique la présence d'illite (ATD, Inst. Cathol., Paris) et l'analyse semi-quantitative (Lab. Géol., Strasbourg) donne 60 % de montmorillonite et 40 % d'illite. Toutes ces observations semblent confirmer qu'il s'agit de cette phase des coulées de pente.

C'est donc plutôt lors de cette période des « coulées de pente » et des « alluvions rougeâtres » que se serait produite cette crypto-altération. Cela confirme l'hypothèse émise dans l'étude de l'Efeni (p. 423), de l'existence de phases tropicales assez humides (type savane arborée ?) au cours de cette période encore peu connue.

Il faut ajouter aussitôt que le granite d'Aguenar se prête particulièrement bien à une crypto-altération inégale. C'est un granite migmatitique, à grain plutôt fin, mais *variant constamment de faciès porphyroïdes à aplitiques*. On le constate souvent en l'espace de quelques dizaines de mètres quand les conditions d'affleurements sont bonnes. C'est là une caractéristique des granites migmatitiques du type Tefedest ou plus encore Anfeg [2] et M. Lelubre a insisté sur cette hétérogénéité de faciès, avec même parfois des zones de gneiss ou de migmatites, ou encore des pegmatites incluses dans le granite. A ces variations constantes de la composition pétrographique, de la grosseur des cristaux et du type de cristallisation s'ajoutent *une grande diversité dans la densité des diaclases*. Cela est très visible sur photo aérienne où des réseaux NS, NNO-SSE, OSO-ENE etc. s'entrecroisent constamment [3] M. Lelubre (1952 a, I, p. 220) signale des faciès « schistoïdes » à la bordure Est. « Au pied du Tedesi, ils sont orientés N 30° E et verticaux. La texture cataclastique est très nette ». D'ailleurs, au pied du Tedesi où « la biotite est peu abondante et chloritisée », ce granite, par suite de cet écrasement, donne un pédiment presque parfait où les irrégularités ont disparu. Enfin, il faut signaler que ce granite d'Aguenar est *assez riche en chaux* (2,45 %) tout comme le granite d'Anfeg (2,35 et 2,68 %) qui donne également une vaste plaine rocheuse irrégulière au Sud du Debnat :

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O
Granite d'Aguenar (B.R.M.A.-FL 3205)	68,5	16,7	1	1,65	0,9	2,45	4,2	3,7
Microgranite en relief d'In Toudet	72,6	14,7	0,46	2,0	0,07	2,1	2,99	4,1
Granite d'Anfeg : Tidebirène	70,3	13,5	1,4	1,2	1,1	2,3	3,1	5,0
Granite d'Anfeg : Fougueguine	72,0	13,4	2,0	1,99	0,25	2,68	3,96	2,6

Cependant cette teneur en chaux n'empêche pas les microgranites de l'In Toudet (2,1 %) d'être en relief : *le mode de cristallisation et la finesse du grain ont plus d'importance ici que la composition chimique*.

1. A la base de ces coulées, on trouve une pellicule de galets de quartz très émoussés et au-dessous un granite frais avec des biotites encore brillantes.

2. Dans ce dernier granite, la mission hélicoptère B.R.M.A. 1956-57 signale le passage constant de faciès porphyroïdes très fréquents à des faciès fins qui « donnent des reliefs plus nerveux » et correspondent à une différenciation ultime à cristallisation plus désordonnée (structure engrenée) et pauvreté en biotite.

3. Tout à l'amont de l'O. Aguenar, on remarque sur les dalles rocheuses de la plaine de petites amygdales de 5 à 50 mètres de long, orientées NNE-SSO ou NO-SE où le granite est broyé en petites lamelles épaisses de 1 à 2 cm et longues de 5 à 10 cm.

En effet, vers l'Ouest, la plaine est fermée par les chaînons pseudo-appalachiens de l'In Toudet, dus à des microgranites et même des microdiorites SSE-NNO. Ces chaînons aplanis vers 1 430 mètres et surmontés par deux ou trois coulées superposées de « vieux basaltes » (altitude 1 450 mètres) n'émergent guère de la plaine d'Aguenar située vers 1 410-1 420 mètres. Par contre, leur altitude relative s'affirme vers l'Ouest au fur et à mesure que l'érosion venant de l'O. Outoul se fait davantage sentir et emporte le granite extrêmement fissuré intercalé entre les filons. En effet, le creusement vigoureux le long de l'O. Outoul a abaissé le plancher de la partie occidentale de ce granite à 1 350-1 360 mètres seulement et les crêtes filoniennes atteignent 40 à 50 mètres d'altitude relative. Ces reliefs pseudo-appalachiens sont donc des formes typiquement « post-volcaniques », en relation avec un enfoncement rapide de l'O. Outoul. On remarque aussi dans cette zone de creusement plus rapide, l'existence de très belles coupoles hautes de 80 à 100 mètres, à flancs remarquablement lisses :

— L'une se situe par exemple juste au Nord de l'In Toudet et deux petits lambeaux de vieux basaltes conservés à 10-15 mètres plus haut sur les filons, prouve que la coupole est entièrement « post volcanique ». Elle est formée d'un granite à grain moyen où les orthoses ne dépassent pas 8 à 10 mm et les quartz 2 à 8 mm tandis que les plagioclases sont moins nettement cristallisés et les biotites, très dispersées, ne dépassent pas 1 mm.

— Une autre à 4 km à l'Est du Tozouni est cotée 1 431 mètres et devait pratiquement atteindre la surface prébasaltique [1]. Elle est constituée d'un granite assez banal avec des quartz peu abondants à extinction roulante, des microclines extrêmement nombreux et perthitiques. Par contre, les plagioclases et la biotite sont petits et rares et cette dernière est altérée.

Ces deux belles coupoles et deux ou trois autres sont, comme les reliefs filoniens, des inselbergs apparus à partir de la surface prébasaltique et ayant totalement résisté à l'altération postérieure. Elles donnent l'impression de « noyaux » résistants ayant échappé aux diverses phases d'écrasement et affectées par un système autonome de diaclases courbes, responsables de leur forme actuelle. Trois au moins de ces coupoles se situent tout près du contact du granite avec son cortège de migmatites [2].

Au Nord de l'O. Outoul, dans la très large vallée de l'O. Silemnat, protégée contre la reprise d'érosion, on retrouve une belle plaine sableuse semblable à l'Aguenar et dépourvue de coupoles ou de crêtes filoniennes importantes.

Cette évolution morphologique paraît fort simple. Elle se complique dès qu'on aborde le problème de son raccordement à l'évolution de l'Atakor, vers l'Est et le NE. A partir de deux filons de quartz parallèles SSE-NNO, tout se brouille et dans un granite qui reste tout aussi hétérogène et écrasé apparaissent des reliefs de plus en plus compacts :

— *Ces granites sont aussi diaclasés et leur porosité serait la même que dans la zone des « dos de baleine » :*

Granite	Porosité totale	Macropores	Micropores
— Tiloumrout (inselberg, 80 m de haut).....	5,18	0	5,18
— Alvéole au pied du Tiloumrout.....	4,75	0	4,75
— Granite des « dos de baleine » d'Aguenar....	3,31	1,10	2,21

Toutes les observations faites ci-dessus dans la plaine d'Aguenar suggèrent que le granite a été inégalement altéré après l'épanchement des vieux basaltes et pour expliquer le brusque changement au niveau des deux filons de quartz, on peut suggérer que, par suite de la déformation subie par la bordure de l'Atakor, cette section a été affouillée plus profondément jusqu'à la zone de roche presque fraîche [3].

— *Sur cet axe apparaît aussi le curieux relief du Tedesi* qui domine la plaine alors que les autres inselbergs se dégagent en contrebas de la surface prévolcanique. Ce relief est couronné par une coulée trachytique (P. Bordet, 1952, p. 59) à 1 580 mètres d'altitude ; cette roche « acide » est très démantelée et même altérée, mais conserve à sa base des témoins d'alluvions rouges épaisses de 5 à 8 mètres, avec des galets de quartz et parfois de granite peu altéré (diamètre 4-5 cm) enrobés dans un limon argileux abondant et des sables quartzeux en petites strates légèrement entrecroisées [4]. Mais l'absence de galets

1. Les mesas atteignent 1 439 mètres au N, 1 438 au SE et 1 360 plus à l'Ouest.

2. Au Nord du centre de cultures d'Outoul, la photo XVIII-XXIV-39 montre une amande orientée SE-NO, intrusive, oblique par rapport au faisceau filonien et qui se dégage également en dôme massif : il s'agit d'une diorite, largement cristallisée, formée de labrador-andésine (50 % An) et de hornblende verte (M. Lelubre, 1952 a ,I, p. 198). Cette roche a parfaitement résisté à l'altération post-volcanique.

3. On constate la même chose le long du cours de l'O. Outoul : encaissé en gorge étroite et rocheuse dans cette section NE, il s'élargit en aval de ces filons et y construit d'imposantes terrasses « moyennes » et « récentes ».

4. Ces sables comprennent 70 % de quartz, 18 % de fragments gneissiques, 7 % de feldspaths (microcline) et 5 % de micas (dont les 4/5 de biotite) d'après une étude sur lame mince. 95 % sont des grains anguleux et 5 % présentent des angles émoussés.

de basalte ne permet pas de classer, avec certitude, ces alluvions dans les dépôts corrélatifs des « coulées de pente ». D'autre part cette altitude de 1 570-1 580 mètres dépasse celle des témoins de la surface prévolcanique autour de l'Aguenar. Enfin, sur le versant Sud et surtout Est du Tedesi, une banquette d'érosion indiscutable se développe vers 1 500 mètres et le levé I.G.N. au 1/20 000 le confirme : ce niveau à la pointe Sud s'abaisse de 1 503 à 1 489 mètres avec une pente de 2 %, puis tout autour les pentes passent à 25 % sur une dénivellation de 80 mètres pour aboutir aux pédiments actuels dont les pentes varient de 4 % (Ouest) à 2,5-3,3 % (Sud) et 2 % (Est).

Il y a deux manières d'interpréter ces deux niveaux étagés du Tedesi :

— P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 21) ont montré qu'il y avait concordance d'altitude entre les témoins de lave « acide » perchés au Tedesi comme à l'Hadriane entre 120 et 150 m au-dessus des plaines. Ils les attribuent à un niveau supérieur. Au contraire, la banquette d'érosion du Tedesi, située vers 1 500 mètres est mise en relation avec l'In Toudet pour former un niveau « moyen ». Le niveau des plaines vers 1 400-1 420 mètres serait le niveau « inférieur ». Or, d'après ce que nous avons vu précédemment, cela reviendrait à faire du niveau supérieur couvert de lave acide, un élément de topographie plus ancien que celui d'In Toudet qui est pourtant le niveau de la surface prébasaltique. Cela paraît en contradiction avec toute l'évolution observée jusqu'ici.

— En fait, comme l'avaient remarqué P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch, la lave « acide » repose « sur un granite très altéré ». Les pentes qui raccordent la banquette d'érosion au niveau supérieur sont en effet plus faibles (15 à 20 %), taillées dans une roche décolorée qui s'effrite facilement sous le marteau et, plus haut, la roche plus altérée ne subsiste que sous la protection des éboulis de lave. Au contraire, au-dessous du niveau de la banquette, le granite est très frais et se débite seulement en énormes cubes par élargissement des diaclases (bord Sud) ou fournit de grosses boules de roche fraîche (Est). On peut estimer alors que ce niveau n'est dû qu'au recul plus rapide de la corniche volcanique sur la roche altérée, tandis que le versant en roche dure n'évolue que très lentement. Si l'on supprime, par la pensée, la lave et la roche altérée, on aboutit à un relief très semblable au Tiloumrout et aux autres inselbergs de cette bordure NE du granite. Dès lors, ne peut-on pas penser que cette tranche de granite altéré, surmontée d'alluvions rouges et d'une coulée « acide » contemporaine des « coulées de pente » est un vestige de la même topographie que celle de la plaine d'Aguenar méridionale, mais soulevé par une déformation qui affecte toute cette région de volcanisme acide (on retrouve les mêmes vestiges de socle altéré sous l'Hadriane et le Debnat). Seulement, étant donné que les laves trachytiques, peu fluides peuvent rester cantonnées sur un relief, on ne peut pas trouver une preuve de cette déformation à partir de ce lambeau car il y avait peut-être un relief à l'emplacement du Tedesi à l'époque de l'épanchement de la lave.

En effet la roche du soubassement du Tedesi est relativement résistante. Tandis qu'à l'Ouest la bordure du Tedesi est irrégulière, celle de l'Est est presque rectiligne, bordée par une grande zone de mylonites. Le granite ici a été haché de diaclases, mais on constate que la roche a été resilicifiée : elle est zébrée de filonnets de quartz extrêmement denses qui donnent parfois un profil en marches d'escalier. Ces silicifications sont un élément de résistance alors qu'à l'Ouest du Tedesi, le granite est broyé mais sans apports postérieurs. Sur lame mince (M. Ters), on observe bien les effets de cet écrasement : les quartz ont jusqu'à 5 ou 6 extinctions successives et certaines ondulations sont craquelées par de fines fissures en forme de fontanelles ; les cristaux sont broyés sur leurs bordures réduites en petits éclats. Sur certaines lames, on passe même à une structure en mortier. D'autre part, de grandes fissures traversent les cristaux et les clivages des feldspaths sont décollés (davantage pour les microclines que pour les plagioclases). Or ces diverses fissures sont généralement remplies par de tout petits cristaux de quartz, de feldspaths ou de muscovite, mais également par de l'épidote ou des oxydes de fer. Seules quelques fissures postérieures à cette action d'obturation restent béantes ; elles recoupent les précédentes mais sont peu nombreuses. D'après un comptage de points, ce granite comprend 25 % de quartz [1], 56 % de feldspaths (dont les 3/4 sont des plagioclases), 16 % de biotite (souvent transformée en chlorite) et 3 % de sphène, hornblende et ilménite. Sa composition pétrographique ne paraît donc pas originale et sa résistance à la désagrégation granulaire vient de l'obturation des fissures. Les grands blocs anguleux des éboulis sont même parfois formés d'une roche très particulière où l'on n'aperçoit plus que des cristaux de feldspaths isolés au milieu de plages quartzeuses crypto-cristallines brunâtres qui assurent une extrême cohésion à la roche. Même si les feldspaths sont altérés, l'armature quartzeuse empêche la dissociation de la roche. C'est pourquoi l'érosion aréolaire progressant de l'Ouest vient butter contre ces grands cubes rebelles à la désagrégation qui jouent certainement un plus grand rôle pour l'explication de l'inselberg du Tedesi que la mince protection des laves trachytiques démantelées et plus ou moins altérées.

Mais dans le prolongement du Tedesi vers le SSO, une série de petits inselbergs se succèdent avec des formes arrondies ou des versants de grosses boules : Kediet Chaamba (1 424 mètres)

1. Ces quartz soumis à l'écrasement par la méthode Deicha ne donnent qu'un dégagement gazeux très faible, les inclusions ayant été ouvertes lors de la phase cataclastique. Pourtant la porosité de la roche a été diminuée ensuite par la resilicification. Il n'y a donc pas de rapport ici entre la densité du réseau de fissures ouvertes et le dégagement gazeux à l'écrasement.

puis les cotes 1417, 1401, 1413, 1401, 1408, etc. sur le levé 1/20 000 I.G.N. Ils dominent de 35 à 40 mètres seulement la plaine environnante et au Sud les coulées de basaltes récents ou même la coulée de pente d'Ounrher. Pour le *Kediet Chaamba*, on observe en lame mince (M. Ters), une roche qui est un granite « normal » (avec cependant sphène, ilménite et apatite comme le granite d'Aguenar dans ce secteur) mais extrêmement écrasé (feldspaths ovoïdes ou tordus, quartz à forte extinction roulante, biotites tordues) puis recimenté par du quartz mylonitique en longues traînées ou en « ciment » très fin. Ce granite est donc résistant à cause de ces resilicifications (comme pour l'Echine de l'Aheleheg), mais il faut remarquer que ces inselbergs se situent à plus de 2 km de la zone mylonitisée SSO-NNE. En revanche, ils sont exactement au contact du granite (NF 31-XVII-XVIII-n° 567) qui est aplani à l'Ouest avec un réseau dense de fractures SSO-NNE non silicifiées, et des migmatites presque NS à l'Est qui sont, elles, directement affectées par la zone de broyage. On a l'impression que la silicification a affecté de manière sélective le contact entre le granite et les roches encaissantes. La taille de ces petits inselbergs est cependant bien réduite en comparaison du Tedesi et leur altitude relative diminue vers le Sud où ils disparaissent sous la Tahalra.

Ainsi en venant de l'Atakor où le socle est parfaitement aplani sous les coulées du Tassa n'Djena Sud, on descend brutalement à travers un dédale d'inselbergs compacts, dégagés actuellement par une érosion souvent furieuse (par exemple sur la piste chamelière au NE du Tedesi). Puis en 10 km environ, tous les reliefs s'atténuent. On passe aux « dos de baleine » d'Aguenar, puis à la plaine de granite décomposé d'Oudian Tersi tandis que les petits inselbergs du SSO du Tedesi disparaissent : on retrouve pratiquement la surface prévolcanique à peine exhumée. Toutes ces formes de relief se situant dans le même matériel (le granite d'Aguenar ou d'« Outoul »), il est possible d'envisager une reprise d'érosion localisée le long d'une zone de déformation, marquée d'ailleurs par toute une série de gros appareils « acides ».

C. — LA PETITE PLAINE DE TAMANRASSET

Dans un contexte géologique très différent et un cadre de petites crêtes appalachiennes, cette plaine a connu exactement la même évolution que celle d'Aguenar :

L'O. Tamanrasset, apparemment moins étranger a sa plaine que l'O. Outoul, suit pourtant un tracé totalement indifférent, même orthogonal au Sud par rapport aux directions structurales. Après un tracé amont NE-SO, il s'incurve brutalement vers le Sud et après 6 km de tracé NS, il s'infléchit vers l'Ouest et devient EO. Cette forme en S est exactement semblable à celle que décrit l'O. Outoul dans sa plaine. Au SO, les alluvions rouges de l'Ounrher montrent que l'oued s'écoulait vers le SO sous la plaine envahie désormais par la Tahalra. Repoussé par les laves récentes (comme l'O. Outoul) mais vers l'Est, l'O. Tamanrasset s'est fixé le long de la zone de mylonites SSO-NNE où il s'enfonce en gorge rectiligne sur près de 6 km. Au contraire, au SE de la plaine, au pied de l'Hadriane aucun seuil ne sépare la plaine de la haute et large vallée de l'O. In Zaouen, affluent de l'Irzerzou qui s'étale en vaste éventail. Au-delà des larges levées alluviales de l'O. Tamanrasset, on traverse en effet de vastes regs de graviers en contrebas des glacis étagés de l'Hadriane et la pente s'accentue très lentement vers cette large vallée. Le levé I.G.N. note, au seuil, la cote de 1 372 mètres et, à 3 km du coude de l'O. Tamanrasset, le thalweg de l'O. Izerzou est déjà à 1 348 mètres. On pense aussitôt à un ancien cours de l'O. Tamanrasset, mais l'étude attentive du terrain permet de rejeter cette hypothèse : c'est au contraire, une capture par déversement qui se prépare, peut-être, pour l'avenir.

La plaine de Tamanrasset est, comme celle d'Aguenar, une forme d'érosion ancienne, protégée par les difficultés qu'a rencontré son grand oued. Celui-ci d'ailleurs réduit sa pente dans la traversée de la plaine (0,6 % contre plus de 1 à 2 % à l'amont et à l'aval) et son lit d'inondation s'étale parfois sur 5 à 600 mètres, bordé par des terrasses « moyennes » et récentes. Ce long tronçon de près de 15 km est enfoncé de 10 à 15 mètres en contrebas d'une plaine très irrégulière qui n'évolue plus guère. Il est d'ailleurs localisé dans la partie la plus accidentée de la dépression, entre les « gours » de Téhendi, hauts de 20 à 30 mètres au maximum, tandis que le drainage essentiel est assuré par l'O. Sersouf, large vallée sableuse à fond plat et site du premier aérodrome de Tamanrasset. Entre de petites crêtes rocheuses irrégulières, s'étirent de longs couloirs qui ne sont presque plus drainés et que le vent obstrue parfois en modelant une multitude de nebkas. La seule forme d'érosion vigoureuse dans cette plaine est le cours rectiligne de l'O. Téhégart qui, remontant depuis la gorge aval, le long de la zone broyée

SSO-NNE, creuse une profonde rainure qui isole les pédiments orientaux du Tédési et a enlevé l'O. Téhé Mellet et tout le ruissellemment de l'Issekram au réseau de l'O. Sersouf [1].

Comme dans la région d'Aguenar, la plaine est seulement régulière au Sud (site de Tamanrasset, de l'ancien aérodrome) sans être pour autant une plaine de remblaiement. En effet, une prospection sismique et électrique effectuée par le Service de l'Hydraulique a montré l'extrême faiblesse de l'alluvionnement : 4 à 5 mètres à l'amont, 7 à 10 mètres à l'aval et 12 à 15 mètres au niveau du coude de l'Hadriane. A. Cornet a montré que les puits de Tamanrasset étaient en fait alimentés par l'inferroflux de l'oued pénétrant dans les gneiss profondément altérés (15 à 20 mètres) dans cette partie Sud de la plaine. Or, en allant vers le Nord, ces zones d'altération diminuent et, les couloirs se rétrécissant, on aborde une zone de reliefs plus compacts (Tindi Hegeh) qui s'élèvent rapidement vers l'Hadriane. On a l'impression d'une dégradation très semblable à celle d'Aguenar, à partir d'une surface d'altération très inégale. Or, les roches qui affleurent dans la plaine de Tamanrasset se prêtent particulièrement bien à ce type d'altération :

— *Toute la région de Tamanrasset et la large vallée de l'O. Sersouf* correspondent à des affleurements de gneiss à amphibole (hornblende verte) et biotite ou de gneiss à biotite très abondante (M. Lelubre, 1952, I, p. 221). Au Sud de l'O. Tamanrasset, on rencontre même des amphibolites et sur la rive droite (Observatoire), des pyroxénites et des cipolins. Toutes ces roches semblent les plus atteintes par l'altération tandis que des gneiss plus leucocrates, des leptynites (Ouest) ou des gneiss rubanés ou œillés donnent les petites arêtes rocheuses. Mais ici aussi on observe de grandes amandes de roche broyée qui hérissent les versants de lamelles coupantes et denses et cette intense fracturation a, à la fois, permis une pénétration plus profonde de l'altération et modifié l'échelle de dureté.

— *Les gours Tehendi, à l'Est,* correspondent à des gneiss granitoïdes moins sensibles à cette altération et vers le NE des apophyses de granite fin amènent « un enrichissement des gneiss en veines et amygdales leucocrates ou en pegmatites » (M. Lelubre, p. 222) et la formation de migmatites que recoupent des filons d'aplite. Plus au Nord la plaine se referme définitivement à l'Aguelmane Eher où des gneiss à biotite sont envahis par des veines granitiques et aplitiques. De même au Sud de Tamanrasset, la plaine s'arrête là où affleurent des quartzites à magnétite et des pointements de granite (M. Lelubre, p. 222) qui ont dû être plus rebelles à l'altération : l'Ad. Tanatfi s'élève à près de 1 500 mètres, au-delà du filon de quartz, là où affleurent des gneiss injectés d'aplites et de pegmatites, des gneiss œillés et des migmatites.

On peut donc dire que la dépression de Tamanrasset n'est bien développée que sur les roches suggariennes riches en biotite et hornblende qui ont subi une altération profonde. Au contraire, les reliefs s'accentuent quand les roches s'enrichissent en feldspaths ou en venues granitiques.

D. — LES DÉPRESSIONS PERCHÉES EN ARRIÈRE DES PLAINES DE BORDURE

1) *LE BASSIN DU CROCODILE (AG. TIMESSEROUADJÈNE) :*

Ce bassin est l'une des plus belles formes d'érosion différentielle de l'Atakor. Vu d'avion, il apparaît comme une énorme amande blanche entourée de reliefs compacts, souvent très accidentés et très sombres (NF 31-XVIII-XXIV 40-41 et 44-45). Cette teinte claire est due à l'extension de zones sableuses, cloisonnées comme un gigantesque casier, par un réseau complexe de crêtes filoniennes. Certaines « cases » sont presque entièrement sableuses, d'autres parsemées de très nombreux inselbergs de petite taille. Cette topographie originale cesse brutalement le long d'une limite nette, à caractère géométrique : un demi-cercle au Sud (O. Tagemert) ou deux lignes droites se rejoignant au Nord suivant un angle de 30° environ.

Ces deux parties du bassin sont d'ailleurs complètement isolées par deux filons grossièrement EO. Au Sud de ces filons, la partie méridionale, drainée par les O. Tamenrit et Tadjmert est décalée de plus de 2 km vers l'Est par un important décrochement certainement très ancien (NF 31-XVIII-XXIV 45) et elle a évolué de façon autonome. Cette évolution est très semblable à celle du granite d'Aguenar dans la zone creusée par l'O. Outoul. En effet, cette plaine sableuse, parsemée de très pittoresques inselbergs en formes de coupole, de dos d'éléphant ou de crêtes dissymétriques à flancs lisses s'enfonce en contrebas de la plaine du Silemnat et du réseau de petites crêtes filoniennes SSE-NNO ou gneissique SSO-NNE presque aplanies. *On descend, en effet, de cette surface prévolcanique exhumée vers la plaine granitique de l'O. Tadjmert située à* 60-80 *mètres en contrebas.* Cette plaine sableuse est creusée dans un granite équigranulaire tout à fait classique : riche en orthoses, avec des quartz parfois

1. Le tracé de l'ancienne vallée affluente de l'O. Sersouf est bien visible (XVII-XVIII, 565-566) et la capture semble se situer à la fin de l'époque de la terrasse « moyenne ». Au NO, l'O. Sersouf a perdu aussi un important affluent descendant de l'Issekram et capté par l'O. Tamanrasset au niveau de l'Iharen.

rassemblés en chapelets et des biotites dispersées (B. Guérangé, C. Reboul et R. Byramjee 1956-1957). Pourtant ce granite est indiscutablement circonscrit avec des contacts extrêmement nets sur le terrain. L'érosion a dégagé ce contact géologique d'une façon admirable (NF 31-XVIII-XXIV n° 40) et la plaine épouse la forme convexe du granite, tout comme le Taourirt de l'Aheleheg se calquait exactement sur le contact du granite intrusif. Mais pourquoi a-t-on ici une telle inversion de relief ?

Ce granite circonscrit ne fait certainement pas partie de la même « famille » que celui de l'Aheleheg. Il paraît recouper le faisceau de filons de microgranite et de microdiorite, mais une analyse attentive du terrain aussi bien dans l'O. Tadjmert que dans la partie Nord montre la présence de ces filons, surtout les microdiorites avec la même orientation à l'intérieur du granite. J. Boissonnas m'a aimablement suggéré l'hypothèse inverse : si les filons sont plus minces, discontinus, parfois reliés par des zones simplement fracturées, cela pourrait venir de ce que le granite a réagi différemment de son encaissant aux contraintes tectoniques et s'est fracturé plus difficilement en offrant des voies d'accès plus malaisées à la mise en place des filons. Si le granite n'a pas été lardé de filons, il a été en revanche très affecté par cette continuation des dislocations parallèlement à son grand axe. Cette direction associée à celle des joints transverses, est responsable du découpage des « casiers » sableux, lorsque les diaclases sont très denses, d'« îlots montagneux » lorsqu'elles sont plus rares. Pourtant les fractures principales ont été plus ou moins remplies de microgranite ou microdiorite (SSE-NNO) ou silicifiées (OSO-ENE), mais ensuite elles ont été cisaillées par des petites fractures obliques et sont devenues des lignes de faiblesse de la roche. Les petites inselbergs à flancs lisses, les Tisselatine, prennent des formes très variées (Pl. III, fig. 2) en fonction de systèmes de diaclases courbes plus ou moins inclinées allant de 10-15° (dos de baleine) à 75-80° (crête dissymétrique) [1]. Aucun de ces inselbergs ne dépasse 80 mètres : ils sont, comme le long de l'O. Outoul, des formes d'érosion différentielle post-volcaniques, en fonction de la même crypto-altération déjà mise en évidence dans la région d'Aguenar [2]. D'après l'analyse au porosimètre à mercure, ce granite de l'O. Tadjmert aurait une porosité très voisine de celle du granite d'Aguenar avec 4,42 % (dont 4,3 % pour les micropores) contre 3,3, 4,7 et 5,18 % pour celui d'Aguenar. Ce sont des porosités élevées pour des granites. Donc *cette partie Sud du massif a eu une évolution morphologique très semblable à celle de la plaine d'Aguenar avec apparition de plaines et de petits inselbergs post-volcaniques : ce granite, bien que circonscrit et homogène, a aussi été éviaé en contrebas des gneiss.*

Au Nord du décrochement, l'évolution est bien plus complexe. A priori, elle paraît très simple car le granite apparaît encore *plus fracturé :* aux joints transverses OSO-ENE et aux filons SSE-NNO (qu'on retrouve avec leur remplissage discontinu de microgranite ou de microdiorite) s'ajoutent des directions EO (surtout au Nord, parallèles au décrochement) SE-NO et ONO-ESE qui font de ce granite la roche la plus intensément fracturée et diaclasée rencontrée dans l'Atakor. *En lame mince,* tous les échantillons présentent une structure cataclastique, en « mortier » avec des quartz « en miettes » ou écrasés sur leurs bordures ; les feldspaths sont si kaolinisés qu'ils sont généralement indéterminables et la biotite qui paraît avoir été abondante est réduite à des amas d'oxydes de fer (M. Ters). De larges fissures, remplies de kaolinite (?) parfois, traversent toute la roche et les cristaux sont parfois décollés les uns des autres sans aucune « cicatrisation ». On observe également de la chlorite et de beaux cristaux d'épidote. Ce granite, prélevé à l'état apparemment frais, s'est totalement désagrégé à *l'analyse au porosimètre* à mercure, et soumis au porosimètre à air, il a atteint, par cette méthode inadéquate pour un granite normal, 4,8 %. Le modelé du bassin est en accord avec ces observations : de très longs pédiments d'une rare perfection (et encore actuels) s'étendent sur des centaines de mètres (parfois 1 km) à partir de petits « castel-kopje » (au Nord) ou de « dos de baleine ». Ces petits reliefs sont cariés et un grand nombre de taffonis semblent dus à l'évidement de multiples inclusions basiques.

A l'Ouest, la dépression est bordée par un bourrelet de lourdes croupes et de crêtes orientées SSO-NNE qui sont la continuation très nette des crêtes pseudo-appalachiennes qui au Sud séparent les plaines de Tit et d'Aguenar-Outoul. L'altitude de ces crêtes s'élève le long des 15 km de bordure, de 1 400 mètres (au Sud) jusqu'à 1 600 mètres en gardant une nette rigidité, bien visible depuis le Tin Teganet. Cette pente, conforme à celle de la topographie du flanc Ouest de l'Atakor, correspond

1. Ces diaclases courbes sont parallèles aux plans matérialisés par un grand nombre d'inclusions basiques noires aplaties, ce qui suggère qu'elles ne sont pas liées à un phénomène de « décharge » à proximité de la surface, mais plutôt à des phénomènes contemporains de la genèse de ce granite. Ces inclusions basiques ovales et aplaties, sont en léger relief ou creusées en taffonis.

2. Mais ici ils dominent déjà une « coulée de pente », bien visible dans l'O. Tamenrit et qui n'est autre que la coulée d'Hadib Hadrit puisqu'elle se continue jusqu'à Tit. Cette coulée, perchée à 15-18 mètres, avec ses corniches très émoussées montre que l'évidement du granite était déjà en grande partie réalisé lors de son épanchement, exactement comme à Tit. Cette coulée d'ailleurs assez bien conservée est certainement tardive dans la série des coulées de pente.

à la lente montée de la surface pré-basaltique et une haute mesa de vieux basaltes est encore conservée, légèrement au NO, sur l'In Seras (1 628 mètres). Ce bourrelet, longé à l'Ouest par l'O. Ilamane (enfoncé sur la zone de broyage « Ouest Atakor ») s'abaisse au contraire lentement vers le bassin par des coupoles lisses hautes de 20 à 50-60 mètres et au Sud le plancher rocheux du bassin arrive au même niveau que la bordure. La seule gorge extrêmement étroite et tortueuse qui traverse ce bourrelet est celle de l'O. Tarhenanet qui a concentré à l'amont de sa gorge la presque totalité du drainage de ce bassin. Un tel bourrelet correspond à des roches résistantes : des migmatites extrêmement compactes (brèches d'injection, agmatites) et des pointements d'un granite dont les quartz, peu fissurés, contiennent des quantités d'inclusions liquides et dont la biotite est complètement transformée en chlorite (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 213). Pourtant alors que le contact topographique est net, ici, le passage du granite à l'encaissant est donc très flou et on ne peut invoquer un contact géologique précis pour expliquer la bordure du bassin.

A l'Est, cette dissociation est encore plus frappante : **la limite topographique du bassin est d'une extraordinaire netteté.** Un talus de dalles lisses fortement inclinées ou de chaos de boules de 120 à 130 mètres de dénivellation (mesure à l'altimètre) présente une continuité et une raideur remarquables. Son tracé rectiligne en plan n'est affecté que par de très légers décrochements au passage de filons OSO-ENE, mais aucun « embayement » ne vient interrompre sa rigidité. Pourtant des oueds importants et torrentiels venant de l'Atakor débouchent dans le bassin, mais par des gorges étroites et accidentées de chutes (30 mètres à pic sur l'O. Taramaste) qui ne sont que des fractures ou des diaclases majeures élargies (O. Tarhenanet). L'O. Mejerouène fait un détour de plusieurs kilomètres vers le Sud pour emprunter deux diaclases à angle droit qui lui permettent d'accéder à la dépression, mais ces couloirs évidés restent aussi étroits à l'aval qu'à l'amont. Or ce talus si rigide ne correspond pas à la limite faillée du granite que l'on supposerait. Il correspond bien à une grande fracture, avec abondance d'épidote **mais on attendrait d'un talus aussi rectiligne, qu'il sépare deux roches de dureté extrêmement inégale.** En fait cette attente est déçue. En remontant l'O. Taramaste, on constate que *le même granite équigranulaire* (cristaux de 2-5 mm) affleure sur les parois souvent verticales de la gorge. Il semble seulement plus riche en feldspaths roses et cristallisé de façon plus désordonnée, mais reste riche en biotite. En lame mince (M. Ters), les quartz restent assez fissurés, les feldspaths souvent kaolinisés et la biotite est en voie de déferritisation. Sa porosité (porosimètre à mercure) serait encore de 2,8 %. Ce n'est qu'à *quelques centaines de mètres en arrière du talus qu'on rencontre un granite très différent* que l'oued franchit par une gorge de 80 mètres, inaccessible. Ce granite a un faciès presque aplitique avec des cristaux à peine visibles et une absence presque totale de biotite. Cette structure aplitique est bien visible en lame mince (M. Ters), les quartz sont très peu fissurés et les plagioclases très frais. Plus en amont encore on retrouve le granite équigranulaire [1] qui passe à un cortège de migmatites. Dès qu'on quitte le granite, la gorge disparaît et l'on accède à un modelé de dégradation lente en petites collines vers 1 600 mètres, à plus de 150 mètres au-dessus de la surface du bassin.

Ainsi toute cette bordure est formée par une variété de roches déconcertante parce que le granite se poursuit au-delà du talus, mais il est traversé par des filons d'aplites et même de véritables petits massifs de granite très fin comme celui du *Tesselite Léhète* qui donne une haute pyramide (1 788 mètres) juste au bord de la dépression. Ces granites fins tardifs se sont sans doute mis en place en liaison avec cette grande zone de fracture, comme ceux de l'Abarga. Mais ici ce sont de simples « îlots » et non pas des lames et s'ils expliquent la raideur du talus au niveau du Tesselite Léhète, il faut bien convenir qu'ailleurs le même granite affleure souvent dans le bassin et sur le talus. Peut-on admettre que l'écrasement n'ait affecté qu'un côté de la fracture ?

Ces granites dont les bordures sont tantôt circonscrites, tantôt floues, comme c'est le cas ici, sont certainement les plus capricieux vis-à-vis de l'érosion et pour des raisons peu compréhensibles. Mais on doit se demander dans le cas présent, s'il n'y a pas aussi une influence de la tectonique récente. En effet à l'Est, on accède très vite à la vieille surface pré-volcanique, encore recouverte par les immenses plateaux basaltiques du Tassa n'Djena. Au SE du Tesselite Léhète, les « vieux basaltes » arrivent même à moins de 2 km du bassin qu'ils dominent de plus de 200 mètres. Du magnifique observatoire que constitue ce promontoire, on ne voit au-delà aucun relief qui pourrait représenter les restes de cette vieille surface dans l'hypothèse d'une évolution cyclique sans mouvement tectoniques. En revanche, on aperçoit, au-delà du bassin du Crocodile, les crêtes pseudo-appalachiennes jalonnées de mesas qui s'étendent à perte de vue vers le Sud et l'Ouest, mais à 150 mètres plus bas. Il paraît à

1. Avec des microclines extrêmement abondants et très peu de plagioclases et de la biotite plus ou moins chloritisée. Le quartz est un peu fissuré, avec une légère extinction roulante.

peu près hors de doute que la vieille surface a été ici déformée et peut-être faillée le long de cette fracture Nord-Sud. Mais il est difficile de dire à quelle époque :

— *A la pointe Nord du Bassin* où les vieilles coulées se situent à 1 800-1 900 mètres à l'Est de cette fracture et 1 628 (In Seras) à l'Ouest, on observe une coulée de pente, emboîtée dans les précédentes le long de l'O. Ilamane, qui s'interrompt brutalement vers ce talus pour reprendre à une centaine de mètres plus bas vers 1 500 mètres d'altitude. Mais rien ne permet de dire qu'elle est faillée car elle a pu s'écouler en cascade sur un talus déjà existant, exactement comme le fait la coulée subactuelle descendue depuis le village de Tarhenanet en suivant l'oued du même nom et qui tapisse toute sa vallée jusqu'à la gorge à l'aval du bassin (XVIII-XXIV nº 45).

— *Une autre « coulée de pente » franchit le talus au pied Sud du Tesselite Léhète* (NF 31-XVIII-XXIV nº 45) où on la voit s'enfoncer progressivement très en contrebas des coulées sub-horizontales des vieux basaltes. Dans la pente, elle a été démantelée par l'O. Méjerourène mais les mesas perchées à 45 mètres au-dessus du thalweg se raccordent facilement à l'aval avec celles de l'O. Temenrit, puis de l'O. Tit. Lorsque cette longue coulée s'est épanchée, la partie méridionale du rebord existait déjà et s'il y a eu rejeu de la faille N-S, il doit se situer sans doute peu avant ces coulées de pente (qui correspondent à peu près à l'époque du volcanisme « acide »). Le granite du bassin, affaissé avec sa zone crypto-altérée, a alors été érodé en fonction du thalweg de l'O. Tarhenanet, brutalement attiré vers cette zone basse, vers laquelle il a réussi ensuite à détourner presque tout l'écoulement de ce secteur (en particulier l'O. Mejerourène). C'est cet évidement postérieur de la zone crypto-altérée qui a donné naissance à la dépression, en contrebas de 20 à 60 mètres par rapport au bourrelet occidental, mais une telle explication ne peut s'appliquer aux 130 mètres du talus oriental. Tout au plus peut-on expliquer la fraîcheur de la base de ce talus par l'exhumation de la ligne de faille sur quelques dizaines de mètres en liaison avec l'ablation de la zone altérée.

Cette fracture Nord-Sud mettrait ainsi un terme brutal à la « flexure » ONO-ESE envisagée au bord SE de l'Atakor (*Cf.* Ve partie, p. 407). En arrière de cette flexure, et à son extrémité orientale, se creuse l'autre petit bassin d'érosion différentielle, celui de l'O. Takacherouet.

2) *LE BASSIN DU TAKACHEROUET*

L'O. Takacherouet est un petit affluent de l'O. Tamanrasset qui n'a pu suivre le rythme de creusement extrêmement rapide de ce grand oued sollicité précisément par la « flexure ». En effet, en cas de déformation violente, les petits oueds, faute de débit suffisant, évoluent toujours par « dégradation lente » à l'amont de l'accident (P. Birot 1949, p. 133-134) et c'est le cas de toutes les petites vallées en arrière de la flexure Issekram- Échaguène. Mais pour l'O. Takacherouet s'ajoute l'action d'une série de seuils structuraux qui ont empêché tout creusement. Le plus efficace est, à l'aval la barre de leptynites [1] que l'oued franchit par un escalier de « chutes » et de « gueltas » sur plus de 25 mètres (Imlaoulaouène) ; puis en amont, l'oued s'est surimposé dans la corne NO du granite d'In Tounine qu'il traverse par une gorge étroite. Cette partie aval de sa vallée présente un moutonnement de croupes assez élevées (1 600 mètres) ayant conservé deux « mesas » de vieux basaltes qui prouvent que les plateaux basaltiques qui entourent la vallée au NO, au Nord et au NNE ont dû aussi recouvrir la région : *l'alvéole du haut Takacherouet est donc une forme d'érosion post-volcanique.* La haute vallée, en effet, s'élargit considérablement dans des gneiss à biotite, intensément plissés et écrasés (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 222) qui ont été profondément altérés au pied de l'énorme filon de quartz (large de plusieurs mètres à plus de 10 mètres) de l'Adrar Haggarène. Cette juxtaposition a permis le développement, à l'écart des incisions brutales, de magnifiques glacis en roche tendre à couverture de blocs de quartz et ce modelé de glacis étagés est très différent de la dégradation lente et anonyme des pédiments du bassin du Crocodile.

Le creusement de cette alvéole à 70-80 mètres en contrebas de la surface pré-volcanique s'est effectué en plusieurs étapes que l'on peut reconstituer ici de façon particulièrement précise :

a) Ces gneiss a biotite étaient déja décolorés et altérés sur plusieurs dizaines de mètres sous les vieux basaltes tandis que le granite d'In Tounine ou les migmatites d'aval (agmatites, leptynites) ne paraissent guère avoir subi d'altération. La surface pré-basaltique lors de son exhumation était donc très vulnérable. Un petit éperon au Sud de l'Ahounahamt peut lui être attribué, conservé grâce à un affleurement de gneiss à muscovite et d'un filon de quartz, à l'altitude d'environ 1 710 mètres. Ailleurs, le gneiss à biotite altéré a disparu dès la base des corniches. Un échantillon prélevé sous les éboulis indique une fraction argileuse à kaolinite largement prédominante, et illite (ATD et rayons X, I.G., Paris).

1. Détermination J. Didier. Cette ancienne roche siliceuse métamorphisée, puis reprise par migmatisation comprend surtout du quartz en grands cristaux et en très fins, dus à la recristallisation, quelques grands microclines et de nombreuses paillettes de muscovite. Les plagioclases sont rares et la biotite n'apparaît que dans la mésotase de recristallisation. Cette roche peu altérable, peu poreuse et très peu diaclasée a résisté à toutes les phases d'altération et résiste parfaitement à l'érosion linéaire.

b) En contrebas de la surface pré-volcanique, on rencontre quelques hauts niveaux à une vingtaine de mètres plus bas (vers 1 690 mètres). En particulier, au flanc de l'Adrar Haggarène, au pied de deux appareils « acides » localisés sur le filon, on observe deux éperons couverts de blocs de quartz (0,4 à 0,6 mètre de diamètre) à patine dorée qui protègent des sables quartzeux enrobés dans un limon argileux rouge vif et épais de 1,5 à 2 mètres. Ils renferment quelques blocs gneissiques altérés et reposent encore sur un substratum très profondément altéré (25-30 mètres). L'argile contenue dans le limon rouge contient surtout de l'illite associée à de la gœthite (ATD, Inst. Cathol., Paris).

Or en aval, à l'Ouest de la gorge de l'Oued Takacherouet dans le granite d'In Tounine, on observe une butte de migmatites et de filons de quartz à sommet plat à une dizaines de mètres en contrebas des mesas basaltiques isolées dans l'alvéole. *Ce niveau d'érosion remarquable*, déjà signalé par P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 19) supporte une couverture alluviale de galets comprenant 51 % de basalte, 21 % de quartz, 20 % de lave « acide », 6 % de granite et 2 % de gneiss (alors que ceux-ci affleurent très largement, mais altérés, en amont). La longueur moyenne de ces galets est de 5,2 cm. Les mesures d'indices ont été effectuées sur des galets de basalte essentiellement.

— *L'indice d'aplatissement* de 2,64 est relativement élevé, mais ceci est normal dans une roche à débit faiblement isodiamétrique. Parmi les indices donnés par A. Cailleux et J. Tricart (1959, p. 281) pour les galets de roches volcaniques, cette valeur indiquerait soit un écoulement en climat semi-aride, soit un écoulement fluviatile de climat froid.

— *L'indice de dissymétrie* est extrêmement fort : 705, ce qui n'indique pas grand chose car au-dessus de 4 cm de diamètre, les galets gardent beaucoup plus longtemps leur dissymétrie originelle (A. Cailleux et J. Tricart, p. 270). On peut dire que le transport n'a guère modifié ici cette dissymétrie.

— *L'indice d'émoussé* est également fort, surtout pour une roche volcanique : 354, et serait plutôt en faveur d'un écoulement fluviatile de climat froid, qui est le plus fort indice donné par A. Cailleux et J. Tricart (p. 281) pour des galets volcaniques façonnés par des eaux continentales (340). Dans le lot, les indices se groupent bien autour de cette moyenne de 354 puisque 68 % d'entre eux se situent entre 200 et 500, avec seulement 14 % entre 100 et 200, et d'autre part 8 % entre 500 et 600 et entre 600 et 700, et 2 % entre 700 et 800. Cette homogénéité serait un argument en faveur d'alluvions d'un cours d'eau relativement long venant de la Koudia et non pas seulement du Takacherouet.

Ce niveau à galets hétérogènes aussi bien que les sables rouges du haut replat semblent appartenir à une première ébauche de l'alvéole correspondant sans doute à la période marquée ailleurs par des « coulées de pente ».

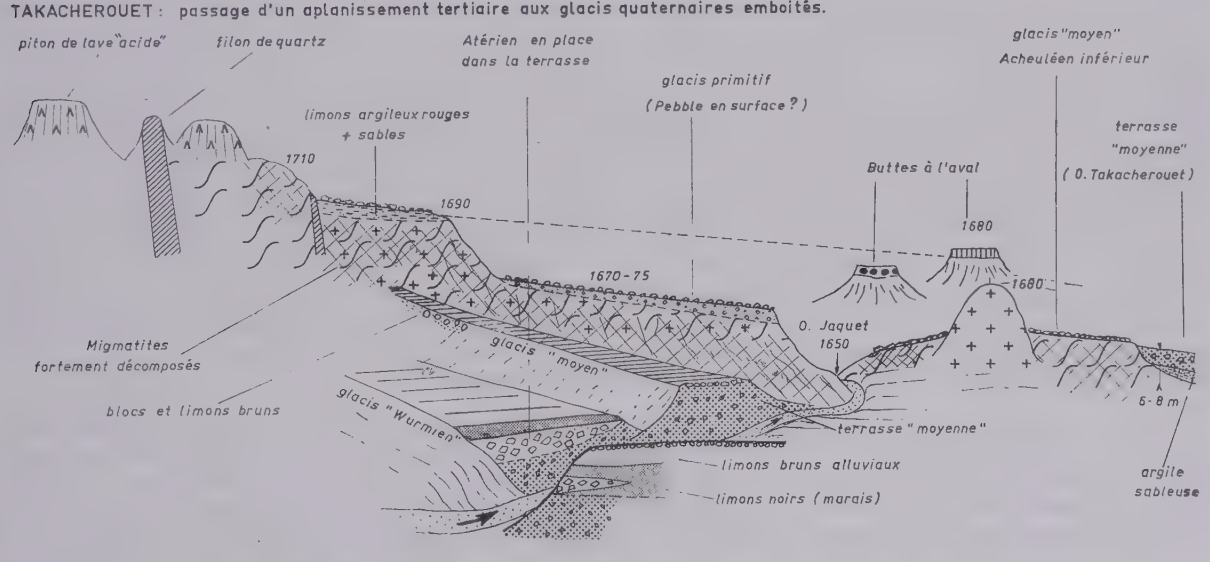


Fig. 112. — Les étapes de l'évolution morphologique de l'alvéole de Takacherouet. En contrebas de l'aplanissement prébasaltique, on distingue trois glacis emboîtés, au pied de la haute crête quartzeuse de l'Adrar Haggarène. Dans la dépression le petit inselberg d'Hananère (cote 1680) est entouré de pédiments correspondant au glacis « moyen » et repris (à droite) par des facettes d'érosion sur lesquelles repose la terrasse « moyenne » graveleuse.

c) Puis a 20-25 mètres en contrebas, vers 1 670 mètres, on rencontre de nombreux vestiges d'un haut glacis, perché à une bonne vingtaine de mètres au-dessus des thalwegs. Le plus grand de ces lambeaux s'abaisse lentement vers l'ONO sur plus de 300 mètres jusqu'à la vallée de

l'O. Jaquet qu'il domine de 10 à 12 mètres encore (NF 31-XVIII-XXIV 31). Il est couvert d'un épais « pavage » de blocs (15 à 30 cm parfois 75 cm) essentiellement formés de quartz à patine rouge sombre [1] de basalte très patiné, avec quelques blocs de phonolite très fissurés par la gélivation. Cette « pellicule » protectrice atteint 1 à 3 mètres d'épaisseur et repose sur un limon argileux rouge assez vif (D 36 dans la classification des couleurs d'A. Cailleux) complètement dépourvu de galets et passant au gneiss rougi et altéré sur plus de 2 mètres. Cette altération argileuse, conservée en poches, paraît antérieure à la mise en place de ces blocs, ou contemporaine, et on la retrouve partout sur les bordures de l'Atakor, associée à ce très ancien glacis à 20-25 mètres au-dessus des thalwegs :

— *Ainsi sur la bordure de la plaine d'Izernène* au NE de celle de Takacherouet, les glacis descendant depuis l'Ahounahamt avec cette même couverture de blocs de basalte et quartz très patinés (épais ici de 1 à 1,2 mètres) sont conservés encore associés à de grands versants concaves. Dans les ravines actuelles, on constate partout cette altération rouge, parallèle à tout le versant et au glacis. Elle repose sur des migmatites altérées, meubles, de couleur blanchâtre : le sol rouge est à la fois plus argileux et surtout plus riche en fer ferrique que la migmatite altérée peu argileuse. L'argile de ce sol rouge contient ici 50 % de kaolinite et 50 % d'illite, avec beaucoup de goethite (Lab. Géol., Strasbourg).

— *Le site le plus extraordinaire pour l'étude de ce vieux glacis est le synclinal perché de l'Erha* formé de crêtes de quartzites entourant des gneiss assez altérés au NO d'Idelès. La vallée synclinale qui draine l'intérieur de l'inselberg vers le Nord s'est encaissée avec énormément de peine en contrebas de ces glacis abondamment fournis en blocs de quartzites dans un tel environnement. Aussi cette forme, pourtant très ancienne, est conservée tout autour de la vallée en nombreuses buttes, si compactes et sombres qu'on les confondrait avec des « mesas » (*Cf.* Pl. XXX, fig. 1), perchées à 20-25 mètres également. Ici aussi ces blocs de quartzites très fortement patinés et épais de 1,5 à 2 mètres, reposent sur un sol argileux rouge vif dépourvu d'éléments détritiques grossiers. L'argile de ce sol contient ici 90 % de très belle kaolinite et 10 % d'illite (Lab. Géol., Strasbourg).

Dans l'O. Takacherouet aussi, une A.T.D. (I.G., Paris) a fourni une très belle courbe de kaolinite. On a donc l'impression que ce **stade d'évolution, répandu partout sur les bordures de l'Atakor, a été marqué par une reprise de l'altération aboutissant à la formation de minéraux argileux kaoliniques**. C'est la dernière phase de ce type dans l'Atakor. Elle paraît être de type tropical sec modéré, puisqu'il subsiste des paillettes de biotite dans le résidu sableux. Une analyse chimique (CRPG) donne pour la fraction argileuse de ce sol rouge : 46 % de silice, 19,5 % d'alumine, 14,75 % de fer, 3,23 % de MgO (mais 0,5 % de CaO), 2,6 % de K^2O (contre 0,19 % de Na^2O) et 1,5 % de TiO^2. La perte au feu s'élève à 10 %. Cette analyse montre une assez nette concentration du fer, mais un départ incomplet des cations.

A cette époque l'alvéole du Takacherouet devait déjà avoir à peu près ses dimensions actuelles car, ici comme à l'Izernène ou à l'Erha, ces grands glacis constituent les « glacis primitifs », dont les autres vont dériver en remaniant la pente et le matériel, mais sans étendre beaucoup les limites de la dépression (« glacis de substitution »). Ce phénomène est bien connu en région méditerranéenne où ces glacis primitifs datent généralement du Villafranchien (P. Birot, *Réflexions sur les caractères des glacis d'érosion en roche tendre, Bull. Soc. Hellen de Géog.*, 1963). Excepté quelques galets à retouches discutables trouvés sur ce glacis au cours de recherches en compagnie de M. Richaud, il n'est pas encore possible de dater ces glacis dans l'Atakor. Ils marquent du moins la dernière période de façonnement généralisé des versants et la formation des glacis devait bénéficier alors de nappes ruissellantes descendant de tout l'impluvium de l'Ad. Haggarène ce qui explique peut-être l'ampleur du transport de ces blocs de 50-75 cm à plusieurs centaines de mètres du versant. Depuis de nombreuses retouches ont en effet morcelé ces versants, en multipliant les petites pentes divergentes et la construction de tels glacis n'a plus été possible. La présence de ces gros débris peu fissurables a ensuite permis la conservation de grands vestiges de ce glacis « primitif ».

d) A 4-5 mètres en contrebas du glacis primitif, on observe des glacis a pellicule de blocs remaniés sans doute du précédent, mais très patinés et enrobés dans des limons bruns, à argile montmorillonitique [2]. Ils apparaissent très bien au NE de l'O. Jaquet et donnent la plupart des tâches sombres dans la partie centrale de l'alvéole (NF 31-XVIII-XXIV, 31) : la morphologie actuelle de l'alvéole est en grande partie liée à ce premier glacis de substitution. Or l'enfoncement du niveau de la plaine avait fait apparaître, sans doute à la fin de la période précédente, deux petits

1. Cette patine rouge brun est très caractéristique de ces hauts glacis. Elle correspond à un début de ferruginisation à l'intérieur des galets avec diffusion d'oxydes de fer le long des fissures du quartz. Cette altération ne se retrouve plus sur les glacis plus récents. D'autre part, la fragmentation postérieure des quartz donne un reg superficiel parfaitement calibré de petits graviers qui implique une longue évolution car le quartz ne se fragmente pas facilement et d'autre part, même ces graviers ont pris la patine rouge brun.

2. Sur les bordures de la plaine de l'Hassi Izernène, on retrouve cette opposition entre glacis « rouges » et « bruns », mais faute d'incision sur ces pentes déjà très faibles, ils se situent presqu'à la même altitude et le modelé de l'époque des glacis « primitifs » est pratiquement conservé à l'Est de l'Ahounahamt.

inselbergs de granite intrusif, sortes de petits dômes de granite fin, hauts de 25 à 30 mètres et appelés Hanana et Hananère. Au pied SO d'Hananère, le plus occidental des deux, s'est développé à cette époque, un pédiment long de 80 à 100 mètres, dans des gneiss légèrement désagrégés. Ce pédiment, alimenté par ce petit inselberg est resté presque nu, avec un reg calibré mais très peu épais d'éléments quartzeux. C'est sur ce pédiment qu'en 1959, j'ai trouvé, dans un rayon de 3 à 4 mètres six outils patinés uniquement sur la face exposée à l'air, qui a pris un aspect savonneux dû à une très longue éolisation. Ces six outils étudiés par C. Roubet et L. Ramando au Musée du Bardo représentent :

— un biface fruste, lancéolé court à bords sinueux obtenus par de grands enlèvements ;
— un petit biface grossièrement ovale, à tranchant sinueux ;
— un galet aménagé de type 3 (*cf.* H.J. Hugot) ;
— un trièdre à base réservée et bord retouché biface donnant un tranchant sinueux émoussé ;
— deux éclats à talon dièdre et à talon facetté.

M. Richaud, puis L. Balout et ensuite C. Roubet et L. Ramendo ont conclu à un outillage paléolithique ancien ou tout au plus moyen. Ces outils n'ont été ni roulés, ni remaniés et présentent une telle opposition entre une face quasi fraîche et l'autre très fortement patinée, piquetée et éolisée, qu'on peut supposer qu'ils sont, peut-être, en place sur le pédiment depuis leur abandon par l'Homme [1].

J'avais, à l'époque, cru que ce pédiment recoupait la terrasse moyenne (P. Rognon 1960 a, p. 32). L'étude de ce site, poursuivie depuis à plusieurs occasions (en particulier avec R. Coque) a montré que cette interprétation ne tenait pas compte d'une reprise d'érosion en facettes à l'aval, avec disparition du reg très patiné. C'est sur ces retouches que s'est avancé l'alluvionnement de la terrasse « moyenne », après une période d'incision légère qui avait mis fin à l'évolution du pédiment. *C'est donc le pédiment et non la terrasse « moyenne » qui est antérieur à l'abandon de ces outils.*

La période de ces premiers glacis (et pédiments) emboités serait pourtant très importante à dater car on a la certitude qu'à cette époque l'évolution de la plaine du Takacherouet s'est dissociée de celle de la vallée de l'O. Tamanrasset :

En effet dans la gorge creusée par l'O. Tamanrasset à 30-35 mètres en contrebas de l'alvéole, dans des gneiss qui ne sont plus altérés à cette profondeur, et dans des migmatites compactes (agmatites), subsistent des lambeaux d'une *haute terrasse perchée à* 16-18 *mètres*, avec de très gros galets roulés surtout basaltiques et des sables limoneux bruns, assez mal classés [2]. En un point à l'amont, cette terrasse est en rapport avec le glacis à couverture de blocs à limons bruns ; à l'aval elle domine très nettement les terrasses « moyenne » et « récente » emboîtées en contrebas. Le début du creusement de la gorge et par conséquent la « flexure », sont donc antérieurs à ce premier glacis de substitution.

e) Après un léger creusement, se développe la terrasse « moyenne » avec son alluvionnement typique de graviers et sables de couleur rousse. Cette terrasse peut atteindre 8 mètres d'épaisseur d'après les sondages du BRMA pour la recherche de la cassitérite. Dans les coupes de l'O. Takacherouet, on remarque qu'elle débute généralement par 0,7 à 1 mètre d'argile sableuse compacte et brune. *Cette argile est riche en montmorillonite* aussi bien dans cet oued que dans son affluent l'O. Rames Rames ou, sur le bord Nord de l'Atakor, dans l'O. Tessekinte où ces lentilles argileuses sont bien développées.

Analyses aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg)	Montmorillonite	Illite	Kaolinite
O. Takacherouet	60 %	30 %	10 %
O. Rames Rames	50 %	40 %	10 %
O. Tessekinte	60 %	30 %	10 %

Cette homogénéité s'explique facilement puisque cette terrasse est surtout alimentée par la destruction des versants proches et que ceux-ci étaient formés par le glacis à limons bruns montmorillonitiques précédent (et partiellement par les glacis « rouges » à couverture argileuse à illite et kaolinite).

1. J'ai, depuis, retrouvé presqu'au même endroit un nouveau biface dépourvu de patine, dans une ravine actuelle enfoncée de quelques décimètres dans le pédiment. Il provenait sans doute d'une lentille de blocs un peu plus épaisse appartenant à la couverture du pédiment.

2. Deux échantillons, provenant de deux lambeaux différents, ont pour caractéristiques un calibre assez grossier (médianes à 0,63 et 0,65) et un assez mauvais classement (Hé : 0,38 et 0,55 et Qd phi : 0,48 et 0,65). L'analyse des minéraux lourds (M. Ters) indique des grenats, de l'olivine (corrodée) de l'augite, des hornblendes brunes et surtout vertes, de l'apatite et des biotites altérées.

Au-dessus, la granulométrie devient nettement plus grossière avec des blocs peu émoussés, dus à des ravinements plus actifs (2-3 mètres) mais elle diminue ensuite rapidement vers les *fines strates de graviers* si caractéristiques de cette terrasse moyenne, dans la phase d'assèchement climatique.

f) La terrasse moyenne est ensuite entaillée verticalement ou recoupée par de petits glacis, en des points très limités. En effet la position des dépôts postérieurs, de dimensions « hectométriques », est assez systématique pour n'être pas fortuite :

a) **A l'aval, le long du massif granitique, la terrasse « moyenne » a été fortement incisée** et l'entaille remblayée par des sables quartzeux (avec de rares galets de granite et de phonolite) et d'abondants limons gris clair avec des tâches de ferruginisation. Vers le centre de la dépression, les limons deviennent presque argileux et noirâtres indiquant un fond marécageux avec sur les bords un encroûtement limonitique brun, dur et vacuolaire, épais de 20 cm. Au-dessus on observe 40 cm de limons gris compacts, argileux avec des fentes polygonales (gley) et en surface 5 cm de légère pellicule calcaire. *Tout cela correspond à la séquence classique du dernier Pluvial important.* Après une entaille qui permet de voir cette coupe, l'oued a construit une terrasse alluviale de limons bruns toute récente (post-néolithique ?) de 1 mètre d'épaisseur. Il reprend actuellement son creusement.

b) **Au contraire, dans la haute vallée, la terrasse moyenne a servi de « roche tendre » pour l'extension de très petits glacis** qui l'ont retaillée en biseau. Tout à l'amont, ces glacis, en contact direct avec le versant du filon de quartz, ont été recouverts ensuite par des apports alternés de blocs anguleux de quartz et de limons gris extrêmement caractéristiques (Pl. XXXI, fig. 3). Vers 1,5 mètre de hauteur, l'accumulation des quartz devient largement prédominante. Or ces débris de quartz diffèrent beaucoup des gros blocs des glacis plus anciens. Il sont de bien plus petite taille (10 à 20 cm) et gardent leur belle couleur blanche ou verdâtre originelle. Leurs cassures sont nettes, anguleuses ou légèrement courbes et font penser à un puissant agent de fragmentation qui paraît avoir été une assez forte gélivation. En effet la thermoclastie se serait accompagnée de traces de patine, et surtout n'aurait pu fournir de telles masses de débris... Cette phase de fragmentation du quartz se retrouve partout sur ces petits glacis récents, mais sur la rive gauche du haut O. Takacherouet, elle atteint une épaisseur particulièrement forte.

C'est dans ces niveaux de petits quartz gélivés que M. Richaud et moi avons eu la chance de trouver une vingtaine de pièces visiblement retouchées par l'Homme, vingt ont été retenues et analysées par C. Roulet et L. Ramendo (Musée du Bardo). Il s'agit d'abord de sept racloirs et lames à retouches sur les deux bords, de quatre nucleus (dont un bipolaire à lames), sept éclats de débitage certain, parfois à coches alternantes et enfin d'un couteau à dos abattu et retouches alternes sur le tranchant. Ces pièces paraissent se rapporter à la période appelée « moustérienne » en Europe, avec quelques éléments de technique Levallois (bipolaire à lames). Dans l'ensemble, les éclats, avec leur plan de frappe lisse et l'angle d'éclatement ouvert sont typiques d'un débitage micro-clactonien. Une seule pièce paraît anormale dans cet ensemble : c'est un biface à arêtes émoussées et visiblement roulé [1]. D'ailleurs une action mécanique postérieure est visible sur toutes les pièces et les bords sont écrasés ou légèrement émoussés. En effet, ce gisement en terrasse n'est pas originel mais l'abondance de ces pièces et de fragments de taille moins utilisables [2] prouve que le ruissellement a dû entraîner vers l'aval les débris d'un atelier de taille situé au pied du filon. L'aspect extrêmement frais de toutes ces pièces prouve qu'elles n'ont guère été exposées à l'air avant leur enfouissement et l'on peut penser que de violents orages, responsables de « l'ennoyage » du glacis sous cette accumulation ont détruit à cette époque les sites « moustériens ». H.J. Hugot m'a très aimablement confirmé cette hypothèse et pense qu'on peut rapprocher cet outillage de l'Atérien [3] qu'il a décrit dans le Mouydir (1963). *On peut donc parler d'une période « atérienne », caractérisée par ce remblaiement de limons gris cendreux et de quartz gélivés. Cette observation, extrêmement importante confirmerait l'âge « wurmien » que* P. Birot, R. Capot-Rey *et* J. Dresch *avaient proposé pour le glacis le plus récent* [4].

Au-dessus de ces niveaux à quartz blanc, les limons se colorent brusquement en noir par un fort enrichissement en matières organiques et ces sols de marais typiques du dernier grand Pluvial, alternent

1. Ce biface très petit (10 cm) et très évolué (entièrement retouché au percuteur de bois) est très différent des gros bifaces (20 cm) à retouches frustres au percuteur de pierre trouvés sur le glacis d'Hananère. Ces derniers sont d'ailleurs taillés dans de la phonolite alors que le petit biface est en quartz comme les outils « moustériens ».

2. Visitant rapidement cette coupe en compagnie de R. Coque, nous avons encore trouvé un grattoir et un bulbe dans les lits de quartz, presque sans recherche.

3. Equivalent probable du Paléolithique supérieur français.

4. R. Coque a été frappé par la ressemblance de faciès avec le remblaiement du glacis wurmien dans le Sud-tunisien.

encore avec de petits lits de quartz gélivés : c'est l'équivalent du Pluvial frais de Tarhenanet, avec sa flore arbustive tempérée en déclin (*Cf.* p. 469). Il semble avoir succédé à une phase plus franchement froide à pluies orageuses. Ce sol noir de marais contient une nette proportion d'argile caractérisée par 70 % d'illite, 30 % de montmorillonite et des traces de kaolinite (Lab. Géol., Strasbourg). Or cette prédominance d'illite se retrouve dans tous les sols noirs de ce genre dès que la roche mère n'est plus entièrement basaltique (p. 516). *On peut presque dire, schématiquement que le vieux glacis rouge se caractérise par la kaolinite, le glacis moyen brun, par la montmorillonite et le glacis récent, surmonté de sols noirs, par l'illite.*

Ici les limons bruns reposent encore sur les limons noirs (0,5 mètre) et l'enfoncement de l'oued ne s'est fait sentir que très tardivement, après la période néolithique, semble-t-il [1].

Cette alvéole du Takacherouet constitue donc un des plus beaux sites pour l'étude de la morphologie des bordures de l'Atakor. Son étude complète encore nos connaissances sur la phase « fin tertiaire » d'exhumation du socle sous la surface prévolcanique et permet d'y rattacher l'évolution « quaternaire » avec ses trois glacis d'érosion étagés. Or cette évolution est bien différente de celle qu'on observe dans la Koudia à 2 200-2 900 mètres et ces différences posent le problème des rapports entre le modelé de haute montagne et celui des plaines environnantes. Cette opposition morphologique tient à deux séries de causes qui sont analysées dans la cinquième partie : des *causes climatiques* qui sont les plus visibles avec la différence d'altitude de 1 000 à 1 500 mètres (presque 2 000 entre In Amguel et le Tahat au NO), mais aussi des *influences tectoniques* plus malaisées à étudier, mais qui ont eu un rôle considérable. Elles permettent en effet d'atténuer les conclusions sur l'opposition entre les granites de l'Atakor et ceux des bordures. Les grands escarpements de la Taessa ou de l'Ifrak résultent en effet autant d'une mise en valeur récente par la reprise d'érosion liée aux déformations, que de la résistance de ces roches. Au contraire certains granites des plaines environnantes, peu affectés par le bombement, ont gardé leur morphologie d'alvéoles, voisine de celle de la vieille surface prévolcanique.

1. En plusieurs endroits, en particulier dans l'O. Rames Rames, les limons bruns sont jonchés de débris de poterie et d'éclats de quartz et de roche noire vitreuse (obsidienne ?) qui doivent provenir des limons par déflation, mais aucun vestige néolithique n'a été trouvé en place ici.

CINQUIÈME PARTIE

RELATIONS
ENTRE LA MONTAGNE ET LES PLAINES ENVIRONNANTES

INTRODUCTION

L'étude régionale a montré qu'un des éléments les plus importants de l'évolution morphologique de l'Atakor était la vieille surface sommitale, qui sert de base aux trapps basaltiques et de point de départ au dégagement de la plupart des inselbergs granitiques. Pendant longtemps, les relations de cette surface avec les plaines périphériques ont paru fort simples. En effet, dans le Sahara central, la topographie des plaines semble encore très proche des formes de la surface antécénomanienne exhumée, comme l'avait suggéré C. KILIAN dès 1932 pour l'enceinte tassilienne et certaines parties du socle au Nord du Hoggar où le Crétacé repose directement sur le Primaire (Ordovicien au Nord d'Amguid). Cette conclusion a été précisée par M. LELUBRE (1952 a), avec la découverte de Continental intercalaire dans l'O. Tafassasset et à Serouenout, puis étendue jusqu'au Dj. Guehhad, au SO de la hamada de Tinrhert par A. BONNET et P. DUBOIS (1961). Cette surface, exhumée de sédiments maestrichtiens et montiens, était reconnue également au Nord des Iforas (SO du Hoggar) par A. CORNET dès 1948. Très fréquemment d'ailleurs, cette surface se confond presque avec des surfaces bien plus anciennes (par exemple à l'Ouest du Tanezrouft), dont elle semble dériver par une dégradation continue, « acyclique ». Comme d'autre part, C. KILIAN (1930 et 1945) avait montré que le bombement existait avant le Crétacé et P. BELLAIR avait suggéré, par l'étude des minéraux lourds (1945) que « le socle cristallin était largement à nu dès la fin des temps primaires », la haute surface sommitale de l'Atakor pouvait être considérée comme plus ancienne que les surfaces exhumées précrétacées.

Or, l'analyse détaillée des divers lambeaux d'altération ou de sédimentation sur la surface culminante de l'Atakor apporte deux précisions très importantes sur ce problème :

1) *Cette vieille topographie semble être aussi une surface d'érosion précrétacée exhumée* et s'apparenterait à la morphologie des plaines environnantes. Or, tandis que ces plaines exhumées se situent au-dessous de 1 000-1 100 mètres, même à Serouenout, la haute surface de l'Atakor s'élève à 1 800-1 900 mètres, séparée des reliefs de Serouenout par une dénivellation brutale de 500 à 600 mètres. P. BIROT, R. CAPOT-REY et J. DRESCH (1955) avaient déjà émis l'hypothèse d'un âge crétacé pour la surface sommitale de l'Atakor, mais ils expliquaient son raccord avec la surface de Serouenout par « un remblaiement » détritique et volcanique noyant un relief antérieur localement énergique (5 à 600 mètres de dénivellation sur le flanc Nord) » (p. 64). Cette hypothèse paraît difficile à maintenir, étant donné la reconstitution du milieu paléo-géographique faite au Téhé n'Tsita.

2) *La surface sommitale est recouverte, au Téhé n'Tsita, par des vestiges d'une accumulation lacustre* indiquant qu'à la place de la Tazoulet existait une vaste cuvette déprimée vers la fin du Mesozoïque (*Cf.* p. 154). Comme la Tazoulet se trouve en plein cœur du bourrelet OSO-ENE qui supporte l'Atakor, ces conclusions peuvent être étendues à l'ensemble de l'unité topographique. On peut en conclure que, si le socle affleurait largement depuis la fin du Primaire, il devait, au Crétacé supérieur, présenter un aspect assez voisin de celui de la plateforme actuelle des Eglab avec prédominance de vastes plaines alluviales ou lacustres, parsemées d'inselbergs de petite taille, excepté quelques reliefs résiduels peut-être plus importants (Tefedest, Tourha) [1]. Ainsi l'Atakor et le bourrelet n'apparaissent, en tant que volume montagneux, qu'après la fin du Crétacé.

Ce bourrelet semble occuper une position extrêmement originale dans l'ensemble du Hoggar. En effet :

1) *Avant le soulèvement, la morphologie de sa surface sommitale devait ressembler à celle des vastes plaines actuelles du Tanezrouft* et du Hoggar méridional. Les petits inselbergs de la surface de l'époque

1. Les conclusions tirées des vieux sédiments ne sont en effet valables que pour le bourrelet qui était alors une zone basse. Mais l'exemple du Manzaz actuel, sub-horizontal dans l'ensellement entre l'Atakor et la Tefedest et peu concerné par l'alluvionnement venu de ces reliefs prouve que d'autres reliefs, même assez importants pouvaient subsister ailleurs. De tels reliefs sont même nécessaires pour expliquer ensuite les apports de galets de quartz.

(le Taourirt de l'Aheleheg, le Plateau de l'In Tounine ou les très petits îlots rocheux de la Taessa prévolcanique) sont en effet très comparables aux petits reliefs des grandes plaines de Laouni, comme par exemple l'Ad. Renaissance, et la topographie de ces grandes plaines semble encore très proche de la surface infra-tassilienne, bien moins déformée au Sud du Hoggar qu'au Nord. Or, l'évolution de la surface sommitale du bourrelet semble donc avoir été dissociée récemment de celle de ce vaste ensemble.

2) *Il est plus difficile de définir les relations de cette surface avec le modelé de chaînes comme la Tefedest ou la Tourha* ou d'inselbergs comme la coupole du Taourirt tan Afella qui dominent actuellement les plaines environnantes de près de 1 000 mètres. Il est impossible de dire quelle était en effet l'importance exacte de ces reliefs à la fin du Crétacé. Les roches relativement dures qui les constituent (granites migmatitiques ou intrusifs, amphibolites) semblent exclure une origine précambrienne, probable plutôt pour des inselbergs de quartzites comme l'Ad. Ahnet ou le Tazat. Par contre, leur allure de horst orientés Nord-Sud suggère une relation avec les mouvements posthumes d'âge hercynien, particulièrement importants à la bordure septentrionale du Hoggar (J. Follot, 1952 et 1953) et la liaison fidèle des limites de ces reliefs avec celles de certaines roches relativement résistantes, indique effectivement une longue période d'érosion sélective postérieure. Mais comme cette partie Nord du Hoggar a encore connu une tectonique post-crétacée étroitement liée aux directions hercyniennes (région d'Amguid), il est difficile de dire à l'heure actuelle quelle est la part de chaque phase dans la formation de ces grands reliefs.

3) *Le bourrelet de l'Atakor ne semble pas avoir de rapport avec les mouvements hercyniens* dont il n'épouse absolument pas les directions. Son orientation O-SO-ENE est même franchement perpendiculaire à ces orientations et rappellerait plutôt la direction E-O des ondulations calédoniennes de l'Ahenet et du Mouydir dissymétriques et faillées vers le Nord (J. Follot, 1953). D'ailleurs, mise à part la « faille-discordance » à l'Ouest entre Suggarien et Pharusien, tous les accidents NS qui semblent responsables des reliefs de la Tefedest et de la Tourha s'arrêtent brutalement à quelques dizaines de kilomètres au Nord du bourrelet. Par exemple, la faille onduleuse longitudinale de la Tefedest (Tin Ebega, In Takoufi, Tin Eleft) disparaît à l'Ouest de Timesdelsine. De même, le très grand accident mylonitisé de l'O. Igharghar se divise en deux branches divergentes et vers le Sud, les directions SSO-NNE et SSE-NNO se recoupant en angle aigu remplacent les orientations Nord-Sud. Seules quelques fractures très secondaires rappellent encore les grandes failles du Hoggar septentrional et les directions Nord-Sud ne reprennent que très au Sud du bourrelet. La position de l'Atakor est donc remarquable, à la charnière entre ces deux styles de fracturation et il est fort probable que les grands accidents hercyniens se sont arrêtés au Nord de l'Atakor et n'ont repris au Sud que très atténués, sans influence sur le relief actuel du socle.

Le bourrelet qui comprend l'Atakor apparaît donc bien comme un massif tectonique de caractère original. Son apparition relativement récente explique que les différences lithologiques n'aient guère eu le temps de faire apparaître des reliefs semblables aux chaînes du Nord [1].

1. Mais si on imagine ce que pourra être cette évolution, il est troublant de constater que les granites Ifrak Taessa risquent de faire apparaître une chaîne allongée Nord-Sud de 2 100-2 300 mètres d'altitude, comme la Tefedest actuelle, et que les granites intrusifs avoisinant les 2 000 mètres (In Tounine, Abdassène, Aheleheg) donneraient des coupoles à l'altitude actuelle du Taourirt tan Afalla (montagne d'In Ekker). Cette concordance d'altitude est frappante. Elle reste le principal argument en faveur de l'hypothèse d'un bombement unique post-crétacé de tout le Hoggar, dont l'Igharghar et l'Amadror seraient les gigantesques « limagnes ».

CHAPITRE PREMIER

L'ATAKOR, RELIEF « JEUNE » D'ORIGINE TECTONIQUE [1]

Les conclusions tirées de l'étude des dépôts corrélatifs de la vieille surface nous amènent donc à dissocier l'évolution du bourrelet de celle du reste du Hoggar, à partir de la fin du Crétacé. Mais cette conclusion pose deux grands problèmes :

— *Le style de ces mouvements* et la façon dont ils se sont traduits — déformations ou fractures — principalement sur les bordures.

— *L'âge exact de ces mouvements*, par comparaison avec les massifs qui apparaissent aussi après le Crétacé dans le Sahara central (Aïr, Iforas, Tibesti) et par l'observation de contrecoups éventuels de ces déformations à la périphérie sédimentaire du Hoggar.

I. — ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA BORDURE MÉRIDIONALE :

Le flanc Sud de la Koudia présente deux régions morphologiquement très distinctes où l'érosion a été guidée par deux styles de déformations différents :

— *Au Sud Ouest*, où de très grands lambeaux de plateaux basaltiques sont conservés entre des séries de talus parallèles, jalonnés d'appareils « acides » remarquables par leur allure en « chateaux forts » (P. Bordet, 1952).

— *Au Sud-Est* où des appareils trachytiques plus petits s'alignent plutôt sur des directions méridiennes et s'accompagnent d'une érosion extrêmement brutale (O. Issedjène et Tandjète).

A. — LES ACCIDENTS SE-NO A ESE-ONO DE LA RÉGION SUD-OUEST (OUAN HELLEGUEN)

Cette région est apparemment la plus simple avec ses longs gradins de plateaux basaltiques, à environ 2 000-2 200 mètres au NE de la ligne Kokaï (ou Takokaï)-Akar Akar, à 1 700-1 900 mètres au NE de l'axe Ad. Hedjerine-Tasabat, à 1 700 mètres au NE de la ligne Hechaguène Issekram, enfin à 1 400-1 500 mètres pour les mesas éparpillées entre Tit et Tamanrasset. Or, paradoxalement, cette région, apparemment « calme », est la seule pour laquelle les divers Auteurs admettent sans réserve des influences tectoniques. Pourtant le problème n'est pas clair.

1. Cette mobilité tectonique attribuée au vieux socle du Hoggar peut paraître choquante si on assimile ce socle aux vieilles plateformes de l'hémisphère Sud ou de l'Afrique occidentale. Or A. Cailleux et J. Tricart (1957, p. 224) signalent le caractère intermédiaire du Hoggar entre ces « tables » rigides d'une part, et les « boucliers » de l'hémisphère Nord qui ont servi de môle à la formation des chaînes hercyniennes et connu une évolution tectonique très complexe. P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955) ont mis en évidence le rôle de gauchissements dans le Hoggar et, plus récemment, H. Faure (1963) a montré qu'au Sud la subsidence du Tchad avait atteint des valeurs de l'ordre de 10 cm par siècle pour le Quaternaire, et 1 m depuis 7 000 ans, soit une vitesse de déformation proche de celle de la Hollande. Mais d'autre part le simple examen d'une carte géologique d'Afrique à petite échelle (1/5 000 000°) permet de voir que le Hoggar, lardé de grandes fractures et de lignes de broyage, a connu une histoire tectonique très mouvementée La position de l'Atakor au « carrefour » des fractures convergentes du Hoggar est tout aussi remarquable que celle du Tibesti. Or au Tibesti personne ne peut mettre en doute le bombement récent et les flexures parce qu'ils affectent les séries primaires et les grès de Nubie, comme l'a si clairement montré P. Vincent (1963).

1) Il semble bien que ce flanc méridional, après un basculement généralisé, en pente douce vers le Sud, ait connu une longue période de stabilité pendant laquelle l'érosion des trapps a progressivement ramené la topographie au voisinage de la vieille surface prébasaltique. En effet :

a) *Si l'on fait abstraction de retouches récentes (plaine d'Aguenar, de Tamanrasset), on est étonné de constater la parfaite régularité des profils des crêtes gneissiques.* En particulier dans la région de Tozouni-Terganik, entre Outoul et Tit, toutes ces petites crêtes parallèles sont parfaitement nivelées — que ce soient les filons de microgranite et microdiorite (In Toudet), les gneiss (Tozouni), le granite de Tit (Amekni SE) ou le granite rouge de l'Ad. Tilokatine — à un même niveau à 1 250-1 300 mètres, avec une pente très douce (environ 2 °/₀₀) vers le Sud. Par chance, cette surface est encore jalonnée de mesas basaltiques à 1 360 mètres (Tozouni), 1 351 mètres (Nord de l'O. Sakaï) 1 385 (au Sud d'In Toudet), 1 462 (In Toudet), 1 439 (Telef), 1 439 (Est de la Guelta d'Outoul) puis vers le NE 1 522 (le Taharlalt au SO du Tigmal), à l'approche du premier talus topographique (fig. 111). La base de ces coulées est désespérément pauvre en alluvions, excepté au pied Sud de la corniche du Tozouni où l'on observe 8 à 10 mètres de sables quartzeux bariolés, rouges et blancs, très fortement cimentés. Ces sables rappellent, par leur simple faciès principalement, beaucoup plus les arkoses prévolcaniques (O. Temorte, Afilale, Est Taessa) que les « sables rouges » sous les coulées moyennes. On peut donc avec beaucoup de vraisemblance, attribuer cette vieille topographie à la surface pré-basaltique, basculée comme les trapps, vers le Sud. D'ailleurs, sur tout le flanc Sud, les seuls reliefs qui « pointent » au-dessus de ces coulées subhorizontales sont, malgré la diversité pétrographique, uniquement les inselbergs granitiques comme le Plateau de l'In Tounine (2 000 m) ou quartzeux comme les filons de l'Ad. Haggarène (2 170 m), du Kloukel (1 898) ou de l'autre Ad. Haggarène le long de l'O. Outoul.

b) A l'Est de la Tahalra qui masque tout, cette surface se poursuit très loin au Sud de Tamanrasset (Ad. Tanatfi, Tin Tebourak) avec pour seuls reliefs, des crêtes filoniennes (quartz) de 40-50 mètres de hauteur (Dj. Tanarouatine) et même moins de 20 mètres plus au Sud (Taguiemoute). On est surpris d'y trouver encore des vestiges de basalte au Nord du Puits d'Infegou (1 250 m) ou à l'Ouest de l'O. Anfeg (1 077 et 1 050 m), mais en collines si petites, qu'on peut les confondre avec des culots. Jusqu'à 80-100 km au Sud de Tamanrasset, sur la piste de Laouni, cette surface a été légèrement entaillée par des vallées étroites et visiblement surimposées. Puis, très brusquement, les vallées disparaissent et les reliefs s'estompent : on entre dans les plaines du Sud, d'une effrayante monotonie où même les granites intrusifs ne sont marqués que par des « bosses » de quelques dizaines de mètres. Cette surface d'érosion du flanc Sud de l'Atakor faisait donc partie d'un ensemble bien plus vaste qui, par suite d'un gauchissement, a été entaillé par le réseau hydrographique, mais très modérément.

c) *Pendant longtemps cette surface n'a été attaquée que par des alvéoles de dégradation lente*, s'élargissant lentement par recul des corniches des coulées basaltiques plus dures de la base du trapp. Mais tandis que vers l'aval, cette évolution se poursuivait sans obstacle (Aguenar, Tamanrasset), en amont, elle était remise en question par des « coulées de pente », si peu emboîtées qu'elles sont difficiles à distinguer des coulées plus anciennes :

— Par exemple, à l'intérieur des plateaux monotones qui s'étendent à 1 700 mètres entre l'Issekram et l'Akar Akar, on remarque juste à l'Est de l'O. Tarhoumoute, une coulée à peine emboîtée, avec des corniches un peu plus nettes, qui seules attirent l'attention. Or, un examen attentif montre entre le socle et cette coulée, l'existence de conglomérats de galets de basalte gris (10-20 cm) qui proviennent d'une vallée antérieure, déjà creusée en contrebas des « vieux » basaltes. Pourtant, dans la topographie, toutes ces coulées se confondent.

— De même au NO du Tassa Djena, la coulée à l'Ouest de l'O. Idekel est légèrement emboîtée dans l'alvéole de socle au pied de la Taessa, en contrebas de la surface générale des plateaux.

On arrive ainsi à un premier élément d'explication : *les plateaux du SO se sont mieux conservés que dans le SE de l'Atakor parce que l'exhumation de la surface pré-volcanique a dû être entravée à plusieurs reprises par des épanchements de « coulées de pente » venues de la Koudia occidentale, pendant et après le bombement.*

2) Les coulées phonolitiques se sont épanchées sur cette surface couverte de « vieux basaltes », avant toute déformation :

a) P. Bordet (1952) *avait déjà remarqué cette concordance de la surface des basaltes et des phonolites à l'Issekram.* Maintenant que l'on prend conscience du temps relativement long qui a dû séparer ces phases volcaniques, on mesure la grande stabilité qu'implique cette concordance. Ce qui est plus important encore, c'est la présence très fréquente, de vestiges de 2,3 ou 4 coulées de trapps fossilisés

sous les appareils « acides » alors que ces témoignages ont disparu ailleurs, par l'action rapide du ravinement sur les coulées altérées. Les laves « acides » ont donc bien recouvert une surface d'érosion entaillant les vieux trapps (comme dans la Koudia) [1]. Leur étalement sur de larges surfaces horizontales prouve qu'aucune pente notable n'existait vers le SO qui aurait attiré ces laves relativement fluides. Au contraire, les accumulations les plus fortes dans l'Issekram se trouvent au Sud (1 990 mètres), avec écoulement des laves (mêlées de nombreux tufs d'explosion et de « lahars ») vers le Nord (Tessibent, 1 750 mètres) [2].

b) *Le talus topographique au pied de l'alignement Issekram. Héchaguène pose un délicat problème.* En effet, il créé un obstacle assez inexplicable sur le tracé des vallées :

— *L'O. Outoul,* aligné en amont sur une zone de broyage au pied de l'Ad. Haggarène aurait pu être repoussé ensuite vers l'Ouest dans des roches plus dures, lors de l'épanchement des phonolites et s'établir dans un creux entre les deux appareils (Issekram et Ikarraguène). Pourtant sa très longue gorge (14 km) décrit des méandres extrêmement profonds et étroits avec un tracé presqu'Est-Ouest, qui ne fait penser ni à un déversement d'un cours d'eau barré par une coulée, ni à une capture. En effet, cette gorge est totalement indifférente aux roches sous-jacentes, traversant des migmatites en amont (Ag. Tanoumrout), puis le granite d'Outoul (Ag. Azergue), puis les filons de microgranite ou de quartz (Ag. Tarelali).

— *L'O. Temmesse Medjak,* déjà encaissé à l'amont d'environ 60 mètres en contrebas des basaltes anciens, s'enfonce brutalement dans une gorge spectaculaire avec de splendides « marmites des géants » actives et des ressauts franchis en cascades successives, où la roche est attaquée par des multitudes de rainures et de « coups de gouge » qui montrent un étonnant dynamisme. L'oued rachète ainsi brutalement plus de 70 mètres de dénivellation, tandis que ses petits affluents impuissants restent perchés. C'est ce que l'on observe avec une ampleur encore plus grande tout à l'Est où l'O. Tamanrasset traverse la zone de l'Issekram en creusant une gorge de 20-25 mètres, extrêmement étroite et tortueuse alors que son affluent le Takacherouet, resté bloqué en arrière d'une barre de leptynites, rachète cette dénivellation par la célèbre succession de chutes et de gueltas d'Imlaoulaouène. On peut donc penser que, puisque toutes ces gorges sont encaissées dans des migmatites Est-Ouest parfois très dures (leptynites), qui épousent la direction du talus [3], la cause essentielle du talus est structurale. L'érosion ayant aplani à l'aval le granite d'Outoul, les migmatites autour du Tigmal ou celles, plus mélanocrates, de la plaine de Tamanrasset, s'est arrêtée au niveau des migmatites. Or, l'explication est trop simple : les différences entre les migmatites du talus d'une part et celles du Tigmal ou de Tamanrasset sont apparemment insuffisantes pour expliquer cette érosion sélective. D'ailleurs, on s'aperçoit, sur le terrain, qu'à l'Est de l'Ikarraguène, le talus se situe à l'intérieur des migmatites EO.

D'autre part, s'il s'agissait de la traversée classique d'une barre de roche dure, les gorges devraient s'élargir en « embayement » avec un cône alluvial à leur débouché. Or, ici on constate exactement l'inverse. Les trois vallées principales débouchent de manière très furtive : l'O. Outoul reste encore étroitement encaissé jusqu'à 10 km en aval du talus et l'O. Tamanrasset ne s'élargit pas avant plusieurs km (avec encore une petite gorge en trait de scie à l'Ag. Eher). Au contraire, les plaines s'avancent en pointes jusqu'au talus... entre les vallées principales : une magnifique plaine de sables (O. Tadjmert, O. Silemnat) s'étale au pied de l'Hechaguène, mais surtout, de part et d'autre de l'O. Tamanrasset, la plaine s'avance en pointe jusqu'au pied de l'Issekrem (Nord de l'Iharen) ou de l'In Tounine (O. Aguentor). Or, les migmatites qui affleurent dans ces plaines ne sont guère sensibles à l'érosion aréolaire. En fait, on a plutôt l'impression que ces appendices de plaines sont en cours de déformation au pied d'une flexure ONO-ESE et que seuls les grands oueds réussissent à s'adapter à cette augmentation de pente.

c) *Ce curieux accident paraît bien être une flexure qui intéresse une zone assez large* (12 à 13 km), mais s'accentue au niveau des appareils « acides ». En effet, il ne peut pas s'agir d'une faille, car le talus n'est pas assez rectiligne. Dans la partie centrale, il s'atténue même fortement pour faire place à une topographie de petits inselbergs granitiques dont la taille diminue progressivement jusqu'à la plaine sableuses d'Aguenar. On a l'impression d'un réajustement, par dégradation lente, d'une surface déformée

1. Les vestiges de ces vieux basaltes empilés sont particulièrement visibles au SO de l'Akar Akar, à la pointe SE de l'Issekram ou même à l'Ahounahamt. Au SO du Tenoumrout (table Sud de l'Echaguène) des basaltes horizontaux avec niveaux rouges argileux sont conservés à la base de projections pyroclastiques très stratifiées et subhorizontales à environ 180 mètres au-dessus du niveau de la plaine actuelle de l'O. Silemnat.

2. L'Issekram est un appareil très complexe comprenant un important matériel pyroclastique, des aiguilles (Efadoul 2 065 m, Oulet, etc.) et une vaste coupole surbaissée d'épaisses coulées (2 ou 3 superposées localement). Sa ressemblance avec l'Assekrem n'a pas échappé aux Touaregs qui leur ont donné pratiquement le même nom. Le plateau de l'Ikarraguène est à peu près l'équivalent du Serdjate. Seulement, les appareils de la bordure Sud, beaucoup moins affectés par le gel quaternaire (1 800-1 900 m) sont entourés de corniches nettement moins empâtées de débris.

3. En effet, on voit très bien sur photo aérienne et sur le terrain que ces migmatites s'orientent E-O à l'Est de l'Ikarraguène. Ces migmatites ont des faciès très voisins dans les trois gorges avec des formes de gneiss œillés, d'embréchites ou même des structures tourbillonnaires. Ces migmatites sont souvent de couleur très sombre.

(pente d'environ 2,5 %). Cette flexure présenterait son maximum de courbure le long de l'axe Issekram-Héchaguène où auraient lieu quelques petites fractures locales :

— Entre l'Ikaraguène, perché sur un piédestal de socle et le plateau basaltique du Tessa n'Djena, reposant aussi sur le socle, on constate la présence d'un petit fossé ESE-ONO rempli de matériel pyroclastique (cendres poreuses et légères, à blocs de lave), exploité par l'érosion.

— Les deux plateaux de lave de l'Hechaguène qui ont dû s'épancher sur une même surface, sont décalés de près de 200 mètres (1 850 et 1 650 mètres?) par une fracture EO exactement dans l'axe d'un décrochementEO du vieux socle qui paraît avoir rejoué [1].

— L'Issekram lui-même est découpé en lanières ONO-ESE par de petits affluents des O. Outoul et Tamanrasset, dont le tracé fait soupçonner d'éventuelles cassures.

Mais au Nord de cet axe, la flexure a aussi déformé les vieux plateaux basaltiques en relevant leur bordure méridionale. La carte I.G.N. 1/200 000 suggère en effet l'existence d'une gouttière à moins de 1 700 mètres au Nord de l'Ahouanhamt alors que les courbes remontent à plus de 1 700 mètres à la partie Sud du plateau très proche de l'Issekram [2]. Cette allure en gouttière apparaît lorsqu'on observe le grand plateau situé entre l'Ahounhamt et l'Akar Akar depuis sa bordure méridionale. En parcourant rapidement la piste automobile qui traverse ce plateau, on constate une baisse de 10-15 mètres à l'Ouest du Kloukel avant la remontée vers l'Akar Akar. Sur le Tassa n'Djena en arrière de l'Ikarraguène, des variations identiques (1 690 m au Sud, 1 680 mètres au Centre et 1 685 mètres au Nord) peuvent être constatées quand on parcourt en voiture la piste de reconnaissance du B.R.M.A., et même un lambeau du plateau basaltique, isolé vers le Sud sur la rive droite de l'O. Temmesse Medjak se redresse comme un « chevron » vers l'Ikarraguène.

Ce relèvement des altitudes en direction de l'alignement des volcans « acides » paraît général et ne semble pas être originel d'autant plus qu'au Sud de l'axe volcanique, les éléments de mesas réapparaissent, avec des pentes de 1 à 2 % (SO du Tigmal) puis redeviennent presque subhorizontaux vers le Sud. On a donc l'impression que, selon cet axe, s'est produite une déformation, peut-être sous l'effet d'une poussée de laves « acides », restées en profondeur.

3) Ce flanc SO comporte d'autres talus moins nets :

Ce curieux accident permet d'envisager la possibilité d'expliquer de la même façon d'autres talus topographiques parallèles.

— *Le plus net est le talus SE-NO jalonné par l'Akar Akar et le Kokaï.* Le long de cet accident, parallèle à de grandes fractures du socle (visibles au NE de l'Akar Akar), les coulées de trapps sont fortement dénivelées (150 mètres) et le socle apparaît sans qu'on puisse déceler une raison pétrographique (granite de l'O. In Dalèdje de part et d'autre au SE, migmatites vers le NO). On constate à l'amont de cet accident, une forte concentration hydrographique au profit des O. In Dalèdje, Tarhoumoute ou Amsa qui traversent cet accident par des gorges profondes. Au contraire au pied de ce talus, se développent de petites alvéoles dans le socle (au Sud du Kokaï, pédiments au SO de l'Akar Akar). En relation avec les observations faites sur l'axe Issekram-Héchaguène, on peut penser qu'un accident du même genre, mais de moindre ampleur s'est aussi produit ici.

— *De même, avec moins de netteté encore, on peut supposer que l'accident SE-NO qui affecte le socle depuis le Tessibent jusqu'à Tarhenanet a pu également rejouer.* Il est jalonné par le Tasabat, les appareils complexes de l'Efakchen (au NE de la guelta Tanoumrout) et les deux gros massifs de l'Ad. Hedjerine (2 070 m), avec une large exhumation du socle à leur voisinage (O. Torak en particulier).

D'autres appareils, surtout trachytiques, s'alignent sur des faisceaux de fractures même silicifiées sans qu'on puisse y déceler de déformations du socle. Ces directions affectent l'allure d'un double grand V, constitué par :

— Deux branches parallèles SSO-NNE sur lesquelles on trouve à l'Est : l'Hadriane (trachyte quartzifère à fayalite) [3], puis trois appareils le long de l'*Ad. Haggarène*, puis l'Ahounahamt (également trachyte quartzifère à fayalite, M. Girod, 1963), puis un piton trachytique à 5 km à l'E-SE de l'Akar-Akar. A l'Ouest, sur l'autre filon de quartz *(Ad. Haggarène Ouest)* s'alignent l'Efadoul, l'Ekfachen, le Ketouf (un peu à l'Ouest) et le Kokaï (un peu à l'Est).

1. Bien visible sur la photo XVIII-XXIV n° 45, cet accident, accompagné de deux filons EO également, a entraîné un déplacement de 1,5 km vers l'Est des séries gneissiques et d'un réseau filonien N-S. Cet accident est donc post-suggarien et il a pu rejouer (dans le sens vertical) au passage de la flexure.

2. Plus à l'Est, les altitudes se relèvent aussi à plus de 1 750 mètres dans la mesa du Tadroq tan Rakli, vers l'In Tounine, alors que, plus au Nord, elles avoisinent 1 700 mètres .(Ahounahamt, Adar Mouline.)

3. B. Guerangé, C. Reboul et R. Byramjee (1956-57, rapport sur la région de Tamanrasset, p. 4) signalent cependant que la aille a rejoué postérieurement à l'épanchement car la coulée de lave est laminée sur son parcours.

— Deux branches SE-NO avec l'Hechaguène Sud et le Tigmal (loupe de lave reposant sur un cône pyroclastique).

Il est intéressant de remarquer que la « flexure » surmontée des gros appareils de l'axe Issekram-Hechaguène s'inscrit à l'intérieur des branches de ce V. Mais, d'une façon plus générale, si les volcans apparaissent de préférence sur les lignes de fractures, il est étonnant de constater que ces lignes privilégiées encadrent ici exactement le grand triangle de plateaux basaltiques conservés. Ceux-ci sont en effet limités par ces deux axes SSO-NNE et SE-NO alors que de très nombreuses mesas au SO ou à l'Est (In Daledje moyen) prouvent que ces plateaux s'étendaient bien plus loin :

— *Vers le SO*, les altitudes des basaltes passent rapidement de 1 700 à 1 450 mètres et l'existence de la flexure expliquerait leur plus rapide destruction [1]. Les « fenêtres d'érosion » d'Aguenar et de Tamanrasset auraient alors une origine à la fois récente (postérieures à la phase « acide ») et locale, sans grand rapport avec les niveaux de base extérieurs.

— *Au SE*, le style tectonique a certainement été différent et reste plus difficile à comprendre en l'absence de la vieille surface prévolcanique.

B. — L'AMPLEUR DE L'ÉROSION AU SUD-EST DE L'ATAKOR

CETTE RÉGION COMPRISE ENTRE L'AHELEHEG, LE TESSERLITE ET L'O. AZROU PORTE LE NOM D'OUALADJANE. Elle se caractérise par une érosion extrêmement violente et un relief fortement accidenté sur un versant très court (moins de 30 km, avec des pentes moyennes de l'ordre de 4 %) passant brutalement à un piedmont très aplani où les oueds ont des tracés très indécis [2]. Le contraste est frappant dans la densité du réseau hydrographique, formé à l'amont d'un fouillis très serré de petits ravins organisés autour des O. Issedjène et Tandjète, et réduit au contraire à quelques grandes artères sur le piedmont.

CETTE ÉROSION BRUTALE SE TRADUIT SUR LES BORDURES PAR UN TRÈS GRAND NOMBRE DE PHÉNOMÈNES DE CAPTURE :

a) **Au Nord, l'O. Tandjète semble avoir désorganisé récemment un réseau parallèle au Tesserlite** (O. Aharouah) et enlève progressivement les ravins supérieurs qui alimentent l'O. Tileline vers l'Est, grâce à un creusement très rapide à 300-400 mètres en contrebas de la vieille surface prébasaltique. Plus à l'Ouest, deux des branches supérieures de l'O. Issedjène (à l'Ouest de l'Issou) enfoncées également à 250-300 mètres plus bas que les hautes vallées des O. Iherane et Ouan Télène, ont ébréché la haute muraille du Tesserlite et progressent aux dépens de ce drainage du flanc Nord. Encore plus à l'Ouest, la haute vallée de l'O. Tineftaouine a capté presque tout l'écoulement du flanc Sud de l'In Taraïne depuis si peu de temps, qu'une gouttière subsiste vers l'Ouest et a trompé le cartographe chargé des levées I.G.N. au 1/200 000.

b) **A l'Ouest, tous les tracés hydrographiques reflètent deux directions très différentes.** Des tronçons NS caractérisent ici l'orientation de la plus grande pente des basaltes qui, par chance, coïncide sous la couverture volcanique, avec la trame structurale du vieux socle. Or, cette direction adaptée à la structure est concurrencée victorieusement par une attraction très nette du niveau de base déprimé de la région de Tahifet. Il en résulte une série de tracés coudés très caractéristiques qui révèlent l'appauvrissement progressif de l'O. In Dalèdje supérieur au profit de l'O. Tineftaouine (au Nord), puis de l'O. Tadjeleft (formé de la haute vallée captée de l'O. Abadène, mais menacé à son tour par l'O. Tineftaouine plus encaissé) et de l'O. Sadaouène. Or, la capture la plus grandiose de cette bordure Ouest est celle de l'O. In Daledje lui-même, qui a dû appartenir auparavant à un réseau s'écoulant directement vers le Sud. En effet, l'O. In Dalèdje, après un cours NS tout à fait adapté à la pente générale du massif, débouche dans la haute plaine de l'Hassi Izernène (1 650-1 670 mètres). Au niveau du puits, il s'infléchit brutalement de 90° vers l'Est pour aller s'engouffrer à l'Adar Mouline dans une gorge extrêmement étroite qui, en 12 km à vol d'oiseau, le fait passer de 1 650 à 1 400 mètres d'altitude. Au contraire, dans le prolongement du tracé NS, on rencontre un réseau assez développé d'affluents qui naissent insensiblement dans la partie Sud de la plaine d'Izernène et s'enfoncent rapidement pour

1. L'étude de la bordure septentrionale de la Tahalra amène à penser que ces vieux basaltes mieux conservés au Sud, passent sous les coulées récentes de la Tahalra.

2. Les deux grands oueds Tahifet et In Dalèdje, s'écoulent ainsi sur 25 km parallèlement à 1 km l'un de l'autre avant de se rejoindre pour former l'O. Tanaout, puis l'Igharghar Sud, l'une des principales artères du Hoggar méridional.

former l'O. Terkamatine puis l'O. Tarhaouhaout, qui atteint la cote 1 400 à 16 km à vol d'oiseau. Cette dépossession de l'O. Tarhaouhaout se poursuit autour de l'Aheleheg, entièrement drainé, même sur sa face Ouest vers la gouttière orientale. Au Sud de ce massif également, on remarque que tout le drainage du piedmont à moins de 3 km de l'O. Tarhaouhaout est détourné vers l'Est avec des tracés coudés très caractéristiques (O. Tagart) [1]. L'O. Tarhaouhaout n'a d'ailleurs guère plus d'extension vers l'Ouest car, à 7-8 km, tout le drainage s'effectue vers le SO à la surface du granite d'Anfeg, conformément à la trame filonienne SSO-NNE de ce massif. *L'Oualadjène s'est donc formée par une destruction progressive des réseaux voisins, en particulier de l'ancien O. In Dalèdje-Tarhaouhaout.* La prédominance sur le piedmont n'est d'ailleurs qu'une conséquence de celle acquise en montagne car dans ces régions sèches, le dynamisme d'un oued au débouché sur le piedmont est fonction de son bassin versant en amont. L'O. Tarhaouhaout a perdu ses affluents d'aval faute de pouvoir enfoncer son thalweg aussi rapidement que ses concurrents (au niveau de Ft Motylinski, la différence d'altitude des thalwegs est de près de 80 mètres). Par contre, les O. In Dalèdje et Tahifet arrivant sur le piedmont avec des bassins versants d'importance comparable, ont creusé deux vallées parallèles sur 25 km, à des altitudes très voisines, sans qu'aucun ne puisse prendre l'avantage ! Dans ces réseaux en pleine réorganisation, l'instabilité hydrographique est très grande avec toutes sortes de réadaptations.

Ainsi l'irruption d'un grand oued comme l'In Daledje, au Nord de l'Aheleheg a entraîné une violente reprise d'érosion sur le piedmont dont a pâti l'O. Inefsaouine-Téhénoudi. En effet ce dernier qui remonte pourtant jusqu'à l'In Taraïne (O. Tineftaouine), n'avait pas le débit de son voisin et a très fortement remblayé sa vallée lors de la période subaride de la terrasse « moyenne » graveleuse. Celle-ci a complètement « ennoyé » la vallée de l'O. Téhénoudi alors qu'elle restait très localisée le long de l'O. In Dalèdje. Aussi lors du dernier grand Pluvial qui a suivi cette période sèche, un petit affluent de l'O. In Dalèdje remontant le long d'un affleurement de micaschistes verdâtres à biotite et muscovite, très finement feuilletés et altérés, a capté la vallée voisine dont le creusement était arrêté au niveau d'une « cluse » (dans une crête dissymétrique de quartzite à muscovite). Cette capture par une gorge extrêmement étroite, longue d'un kilomètre et profonde de 12-15 mètres, a pu être très exactement datée entre la phase d'édification de la terrasse graveleuse qui se continue dans l'O. Téhénoudi (Paléolithique moyen) et celle de la terrasse brune (Néolithique) qui suit le nouveau tracé (P. Rognon, 1960 a, p. 44-46).

CETTE ÉROSION EXTRÊMEMENT ACTIVE NE SUBIT GUÈRE L'INFLUENCE DES DONNÉES STRUCTURALES [2].

Ces influences sont pourtant très fortes normalement dans ces « séries suggariennes de couverture » qui affleurent jusqu'à un grand accident NS à l'Ouest de l'Aheleheg et à l'Est jusqu'au gros massif granitique d'Elounifi qui borde l'Oualadjène.

Plus au Sud, cette série comprend des gneiss lités, cipolins et surtout quartzites qui donnent les magnifiques reliefs quartzitiques de l'Alioum (muraille infranchissable longue de 35 km et atteignant 1 773 mètres) dont les crêtes dominent les vastes plaines du Sud et restent encore visibles tout près de la bordure tassilienne. Etant donné le rôle très faible des mouvements post-tassiliens ici, on peut donc penser que ces crêtes sont, en partie du moins, des reliefs précambriens, ce qui confirme leur dureté. Or, ces reliefs différenciés encore bien visibles au SE de Tahifet, disparaissent brutalement au pied de l'Atakor où, précisément, une intense reprise d'érosion aurait permis un dégagement encore plus poussé. La cause de cette anomalie est cependant essentiellement pétrographique. En effet, au Nord de Tahifet précisément, ces roches très variées « sont reprises par le granite d'Elounifi et les gneiss deviennent migmatitiques » (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 126). Des amandes granitiques, orientées grossièrement N-S, apparaissent au milieu de ces migmatites, en liaison avec de très anciennes fractures, tandis que les plissements suggariens prenaient ici des orientations E-O bien visibles dans certaines crêtes quartzitiques comme au NO de Tahifet ou dans le Sekroum [3].

Ces diverses granitisations ont donc très fortement modifié les anciennes séries rubannées : les roches les plus courantes sont les gneiss œillés, les embréchites et les anatexites qui apparaissent magnifiquement sur les roches polies des oueds de toute cette région. Déjà autour de Tahifet affleurent des gneiss à biotite avec filonnets d'apports feldspathiques [4]. Or, tous ces « gneiss granitisés » ou migmatites

1. Le cas le plus étonnant est celui de l'O. Assourhmète, juste au Nord du fort Motylinski, qui prend sa « source » à quelques centaines de mètres du grand oued pour s'écouler vers l'Est.

2. On en a un très bon exemple au Tilmas de l'O. Tandjète. Ce point d'eau est dû en effet à un seuil structural lié à une gorge dans le granite alors qu'à quelques centaines de mètres à l'Est, l'O. Ahoulelet petit affluent, suit une belle gouttière appalachienne avec de beaux glacis taillés dans des schistes cristallins rubannés, riches en biotite et peu résistants.

3. En fait, il y a une grande variation de direction : la crête cotée 1 555 au NO de Tahifet est une ondulation complexe SO-NE. Le dôme coté 1 624 et évidé vers l'Est (à l'Ouest du confluent des O. Issedjène et Tandjète) est orienté SSO-NNE et le Sekroum, crête dissymétrique à pendage vers le Nord, est OSO-ENE avec des digitations E-O à l'Est et N-S au SO.

4. Ces gneiss à biotite donnent très vite une topographie douce parsemée de chicots rocheux comme dans la région de Timounadène au NO de Tahifet où confluent les O. Issedjène et Tandjète (1 420 m) ou dans la vaste vallée de l'O. Téhénoudi. A Tahifet même, ces gneisse altérés sont facilement creusés en habitations semi-souterraines.

ne présentent pas des différences de dureté aussi nettes que les schistes cristallins peu métamorphiques du Sud. Cela atténue donc le contraste topographique par rapport aux régions méridionales, mais :

a) *D'une part les cipolins et surtout les quartzites résistent bien à la migmatisation et peuvent subsister même au sein de migmatites homogènes* (crêtes Nord-Sud au Nord de l'Aheleheg, SO-NE à EO entre Tahïfet et le Sekroum). Ils donnent de petites crêtes, mais encore mal dégagées.

b) *D'autre part des amandes granitiques de tailles très variables affleurent* dans l'O. Tadjeleft (15 km du Nord au Sud), l'O. Tineftaouine (3 très petites amigdales de 4 à 5 km de long) dans le haut O. Issedjène (au moins 15 km NS), l'O. Tehagarte (4 km) et surtout à l'amont de l'O. Tandjète (axe SSE-NNO). Le granite de l'O. Issedjène est très riche en feldspaths (microclines abondants, albites), pauvre en quartz (ceux-ci sont traversés de fissures souvent remplies d'épidote) et comprend plusieurs minéraux micacés : de la muscovite et de la chlorite abondantes et d'anciennes biotites altérées, se transformant en épidote et en mica blanc (M. Ters). Tous ces caractères en font un granite résistant du point de vue pétrographique et dans un premier temps, l'érosion l'a épargné en s'enfonçant sur ses bordures (O. Issedjène à l'Ouest, O. Timesselène à l'Est), mais dès le Sud du Tinfelfelène où elle conserve encore la vieille surface prébasaltique, la crête s'abaisse et de nombreux pédiments isolent de petits inselbergs. Seule la haute crête filonienne de l'Ahag (2 011 mètres) domine l'ensemble à cause de la protection de ses éboulis de quartz. A l'extrême Sud, à la confluence des O. Issedjène et Timesselène, le granite est complètement aplani (NF 31-XVIII-XXIV, n° 99).

C'est le comportement de presque toutes ces amandes granitiques. En effet, elles sont mises en relief lors du premier recul de l'érosion et conservent alors l'altitude de la surface prébasaltique, comme par exemple le massif granitique SE-NO (entre le Tamekitène et l'Idjordhal) qui s'élève en arête rectiligne à 2 100 mètres tout à l'amont de l'O. Tandjète. Ces granites sont alors traversés par des gorges très profondes (branche NO de l'O. Tandjète, branches Ouest et Est de l'Issedjène). Mais ils sont ensuite assez vite nivelés dans les régions plus proches du niveau des plaines (O. Tadjeleft). Ainsi, le petit massif de l'O. Téhagarte, sur l'O. Tandjète supérieur, ne donne qu'un inselberg central tandis que toute sa partie Sud est aplanie par l'érosion aréolaire. *Cette « fragilité » qui contraste avec la résistance des granites post-tectoniques voisins (Aheleheg) est due sans doute à leur mode de mise en place dans des fractures encore actives*, qui serait responsable de la forte densité des diaclases et de la grande fissuration des quartz. En fait, ces granites ne résistent pas mieux (et même moins) qu'un granite migmatitique comme celui qui affleure aux Tilmas de l'O. Tandjète sous la forme de grands chaos de boules au-dessus des migmatites. Il s'agit pourtant d'une sorte de granodiorite dont les plagioclases, plus abondants que les feldspaths potassiques, seraient de l'andésine, fortement séricitisée. Ce granite est assez riche en biotite, mais très pauvre en quartz, ce qui peut avoir diminué les conséquences de l'écrasement (mais les fissures sont nombreuses, les clivages des feldspaths décollés).

Ainsi les contrastes de dureté s'atténuent par la migmatisation entre les anciens schistes cristallins. D'autre part, les amandes granitiques très écrasées, ne s'élèvent guère à un degré de résistance différent des granites migmatitiques. Les différences topographiques ne peuvent donc pas être très marquées. Mais il ne faut pas considérer que cette uniformisation abaisse la résistance générale de ces roches : dans l'ensemble, elles paraissent assez résistantes, surtout à l'érosion linéaire et le problème de cette intense dissection reste posé. En particulier, à l'échelle de masses géologiques plus grandes, on constate une opposition entre l'Oualadjane disséqué et le gros massif d'Itakalen à l'Est où le granite migmatitique d'Elounifi paraît mieux résister à l'attaque de l'érosion.

LE MASSIF D'ITAKALEN (fig. 114).

a) Sa bordure occidentale est dégagée sur plus de 7 km (entre l'Askara et l'In Djahzène). La bordure du granite correspond en effet à un talus de plus de 250 mètres de haut, découpé en légers gradins envahis par des chaos de boules :

— *Au sommet vers* 2 000-2 100 *mètres* subsistent de très beaux témoins de trapps sub-horizontaux et, entre eux, la surface prébasaltique est exhumée vers 2 000 mètres.

—*Au pied vers* 1 730-1 750 *mètres*, se succèdent quatre hautes vallées élargies dont le fond aplani est recouvert de placages graveleux, ressemblant à la terrasse « moyenne » mais cet aplanissement mord très peu sur le granite (quelques dizaines de mètres tout au plus).

La raideur du talus étonne : ce granite est constitué en effet de très gros cristaux où dominent les plagioclases à contours assez irréguliers (albite très altérée), associés à de gros feldspaths potassiques de 1 à 3 cm de long. Le quartz est plus petit et peu abondant, la biotite, en très fines paillettes très altérées est abondante et dispersée dans toute la masse. C'est donc, pétrographiquement, un granite

bien plus altérable que les « noyaux granitiques » comme celui de l'O. Issedjène et effectivement, à l'affleurement, il est très rarement frais. Il ne paraît guère plus résistant que les migmatites qui affleurent çà et là dans la dépression en rares chicots de quelques mètres de haut et vers l'Ouest, en petite crêtes de 20-25 mètres. Or, un examen attentif montre que ces migmatites sont lardées d'un croisillon dense de filons (dykes ?) de roche volcanique grise ou jaunâtre (trachyte), qui donnent également des petites crêtes. Ces dykes de toutes tailles (NF 31-XVIII-XXIV nº 101-102) joignent entre eux les nombreux pitons trachytiques des Iknéouène, du Tarara et de l'Ihantéda, et remplissent toutes les fractures des migmatites et même de la bordure granitique. Cette véritable « imprégnation » des migmatites par une roche relativement tendre est la véritable explication de la différence de dureté avec le granite. D'ailleurs au Nord (In Djahzène)et au Sud (Askara), où les gneiss granitisés ont été épargnés, ils donnent des reliefs de 1 800 et 1 900 mètres, très compacts. On peut tirer de cela deux conclusions :

— *Cette « imprégnation » volcanique est ancienne* car au Sud, l'O. Téhédjite est surimposé visiblement dans le Tarara qu'il traverse de part en part. D'autre part, l'Iknéouène avec ses clochetons de 50 à 60 mètres de haut, l'In Sanane ou l'Idjordhal plus au Nord révèlent une structure interne très complexe et curieuse qui indique un stade de démantèlement plus avancé que pour les appareils de la haute Koudia. La démolition de ces volcans a dû commencer lors de l'enfoncement du réseau hydrographique (Plio-Villafranchien ?) et a dégagé le contraste de dureté, préparé au contact du granite. L'influence du volcanisme sur l'érosion différentielle prend des formes extrêmement variées dans l'Atakor.

— *On peut se demander si cette région des deux O. Téhédjite n'offre pas la coupe profonde de ce qui doit exister aussi sous la « flexure » de l'axe Issekram Hechaguène. En effet, cette étonnante injection de laves sous pression dans toutes les fractures de la roche a pu jouer en quelque sorte le rôle de lubréfiant et pourrait expliquer peut être la formation de ces curieuses flexures sans fracture, dans un matériel réputé cassant.* Il est fort probable, qu'une telle flexure a fonctionné ici, soulevant le massif granitique, suivant une direction probable SSE-NNO qui paraît prédominante parmi les dykes.

b) A l'Est, au contraire, le massif d'Itakalen fait encore corps avec la vieille surface prévolcanique surmontée de nombreux témoins de trapps, surtout sur le granite. En effet, la surface continue vers l'Est et le SE sur des migmatites et même un petit massif de norite (O. Aïtessine) en gardant la même régularité, mais en s'abaissant à 1 900 ou même 1 850 mètres. Cette région est déjà drainée par l'O. Azrou, affluent du Tin Tarabine et échappe au drainage venu de l'Atakor. Cependant, la terminaison Sud du massif d'Itakalen qui rappelle l'avancée vers le Nord du môle granitique de l'Ifrak au NO de l'Atakor, appelle plusieurs remarques :

La surface exhumée, encore bien conservée au niveau des O. Tileline et Asselissane, se dégrade nettement dans la haute vallée de l'O. Talanra. En effet, cette large vallée de 8 km de long s'enfonce, en fonction d'un seuil structural (Tilmas), à près de 100 mètres en contrebas des témoins basaltiques [1]. Son tracé NS est calqué sur une ligne de faille. Il est cependant remarquable de voir la vieille « pénéplaine » se creuser d'alvéoles là où apparaît toute une série de pitons « acides » aux formes variées, avec des laves d'épanchement. Ces appareils correspondent à des extrusions non déchaussées par l'érosion mais datent très probablement de la même période que les volcans démantelés de l'O. Tandjète voisin. Leur apparition coïncide avec un gauchissement de la surface, puis son érosion brutale au Sud du Col d'Azrou [2].

En effet, au SE du col d'Azrou, les derniers lambeaux de vieux basaltes subsistent encore à 2 100 m, mais sont brutalement interrompus par un talus ONO-ESE qui fait songer à une fracture. Juste au Sud de Tit n'Oudad, un deuxième talus de moindre ampleur (150 mètres au lieu de 350) a exactement la même orientation. Or, ce deuxième talus domine une magnifique surface aplanie où les filons eux-mêmes étaient arasés et qu'on peut baptiser « pédiment ». Ce pédiment atteint 6 km de longueur et s'abaisse de 1 600 mètres à 1 520 mètres environ. Il n'est certainement pas fonctionnel ni récent car il est, actuellement, fortement raviné par les affluents de l'O. Tinourafine et parce qu'il a été isolé à l'Est d'un autre talus granitique auquel il s'appuyait (côte 1 780), par la remontée récente de l'O. Azrou le long d'une fracture NS. Ce pédiment est donc relativement ancien et son extension s'accomode mal d'un aussi petit talus. D'ailleurs, vers l'Ouest, ce pédiment est recouvert par une vaste mesa (1 × 2 km) perchée à environ 80 mètres (Tabarakinte). Ce basalte, épais de 4 à 5 mètres, a un débit en boules aplaties et repose sur un granite à grain moyen, peu décomposé (3 à 5 mètres de roche rubéfiée). Or, au bas

1. Sur les bords de cette dépression, on observe de beaux glacis couverts de gros blocs très patinés et se raccordant à de grands versants concaves. Ces glacis sont taillés dans des migmatites altérées et se situent à 10-15 mètres au-dessus de glacis plus petits en liaison avec la terrasse graveleuse. Cette évolution est en tous points comparable à celle du Takacherouet (p. 396).

2. Au col d'Azrou (« le col de la pente »), la descente de la piste dans l'entaille de l'O. Azrou s'effectue par de très longs lacets sur un versant très raide de 160 mètres de dénivellation (1 900-1 740 m).

du versant rocheux, mais à 30 mètres au-dessus de l'O. Tin Ahoulène, subsistent des vestiges d'anciens glacis recoupant un granite tellement pourri et blanchi qu'il est devenu pulvérulent [1]. Ces glacis étaient recouverts d'une épaisse couverture de galets volcaniques et ils dominent un second glacis vers 6 mètres qui est en relation avec la terrasse « moyenne ». Or, cette altitude relative de 30 mètres correspond vers l'Est à celle des petites crêtes qui dérivent de la destruction de l'ancien pédiment, et ce glacis faisait partie de ce vaste aplanissement. Comme la dernière période d'altération notable du socle avec développement de pédiments remonte au Villafranchien inférieur-Pliocène (*Cf.* V° partie, p. 489), cela repousse très loin dans le temps l'inversion de relief importante (50 mètres à l'époque déjà) de la mesa volcanique. *Il y a tout lieu de penser que cette mesa, et, sans doute sa voisine (Aounouref) qui s'allonge sur 7 km le long de l'O. Tandjète à une altitude très comparable, sont des vestiges des basaltes de plateaux (trapps) et non des « coulées de pente »* comme on pourrait le penser a priori d'après leur position topographique. Ces coulées auraient été abaissées postérieurement par une déformation tectonique, mais se raccorderaient à celles qui, à 6 km au N-NE, se situent à plus de 2 000 mètres. D'autres accidents ONO-ESE se retrouvent ici :

— Sur le pédiment on observe quelques fractures ayant cette direction et sur lesquelles s'alignent le Timarousse (1 880 mètres), gros piton « acide » et surtout, un piton plus petit, mais monté à travers le basalte de la mesa, qui a été rebroussé et fracturé à la périphérie. Cet accident ancien a donc été encore « utilisé » par les laves acides, après l'épanchement de ces basaltes, argument favorable à l'ancienneté de ces derniers.

— Mais surtout sur la photo NF 31-XVIII-XXIV n° 63, on s'aperçoit qu'une véritable faille limite à l'aval le grand pédiment. Le contraste topographique est d'une extrême brutalité. En effet, le granite jusque-là équigranulaire, devient porphyroïde sur la bordure et surtout est haché de diaclases tous les 10-20 cm. Moins résistant, il a donc été encore aplani ici à une époque plus récente (période de la terrasse « moyenne »), en pédiment très régulier et plus récent. Or, ce granite entre en contact brusque le long de la faille avec des gneiss granitisés et en particulier des microdiorites, dans lesquels les oueds (Tin Ahoulène et Tinourafine) creusent, difficilement, des gorges étroites enfoncées de 25-30 mètres : le contraste avec la plaine granitique d'amont est saisissant. C'est un splendide exemple de relief de faille inversée (fig. 113). Cette inversion est récente et s'est faite précisément à partir du niveau de l'ancien

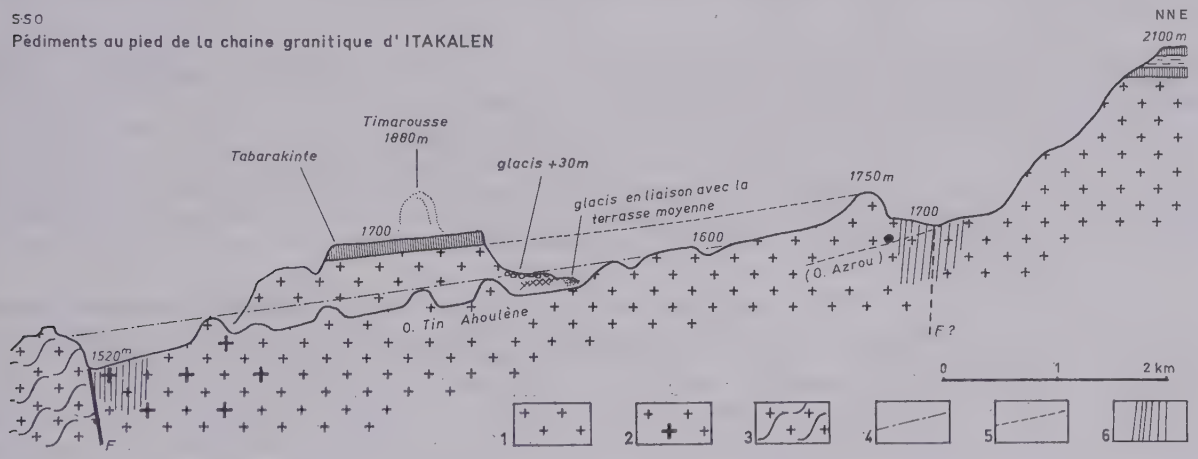


Fig. 113. — Coupe S-SO - N-NE dans les granites au pied du talus d'Itakalen. La vieille surface jalonnée par la mesa de Tabarakinte semble être un élément dénivelé de la haute surface sommitale visible au NE à 1 900-2 000 mètres (sous les trapps). Puis une autre surface (pédiment) a recoupé granite et migmatites. Au contraire la dégradation postérieure s'est limitée au granite, d'où le talus de ligne de faille inversé. 1 - granite grossier d'Itakalen, 2 - faciès à tendance porphyroïde ; 3 - migmatites ; 4 - niveau d'érosion du pédiment plio-villafranchien (?) ; 5 - surface prévolcanique ; 6 - zone fracturée et intensément diaclasée.

pédiment qui se poursuivait sur les migmatites. Cette fracture aussi a été empruntée par des laves « acides » : dyke haut de 30 mètres allongé le long de la faille à l'Est, aiguille de l'Inemirous à l'extrêmité occidentale. Mais rien ne permet de dire quel a pu être le rejeu récent de cette faille. Il semble qu'il y ait eu plutôt déformation car des témoins de vieux basaltes, sur des migmatites altérées, se retrouvent

1. Ce glacis est exactement semblable aux glacis perchés à couverture de blocs de quartz des flancs Nord et Sud du Taourirt (Aheleheg).

sur l'O. Tinourafine vers 1 600-1 620 mètres et d'autre part la grande coulée de rive gauche de l'O. Tandjète s'abaisse de 1 730 environ à 1 605 mètres sur 12 km. S'il y a eu fracture récente (Pliocène ?), elle a dû se situer au pied même de l'abrupt de l'Itakalen (fig. 113) tandis que toute la région était affectée par un gauchissement. En effet :

— Les quatre accidents cassants supposés se localisent dans le granite et ne sont plus visibles dans les autres roches.

— Cette direction ONO-ESE est celle de l'axe Issekram-Hechaguène sur le flanc SO de l'Atakor et la direction de la grande fracture centrale de la Haute Koudia occidentale, c'est-à-dire une orientation typique du volcanisme « acide ». Mais cette direction est rare dans l'Oualadjane : on ne retrouve une fracture de cette direction qu'à l'Ouest, dans l'O. Tadjeleft.

— Par contre on retrouve dans le plateau phonolitique de *l'Iglen* étalé autour d'un neck (cote 1932), des altitudes de 1 750 mètres exactement semblables à celles des mesas de l'O. Tandjète. Or si, comme à l'Issekram, ces laves phonolitiques moins visqueuses se sont répandues au niveau de la surface prévolcanique [1] avant les déformations, cette concordance d'altitude serait une confirmation d'un abaissement généralisé de la surface prébasaltique vers le Sud de l'Oualadjane.

C'est cette déformation qui serait la cause de cette extrême vigueur de l'érosion sur les O. Issedjène et Tandjète.

ESSAI D'INTERPRÉTATION DE CETTE EXCEPTIONNELLE AMPLEUR DE L'ÉROSION. En effet l'hypothèse tectonique n'est pas la seule explication de ces entailles aussi profondes et récentes :

1) Une cause climatique doit être retenue :

On est surpris de constater que cette érosion efficace n'a pourtant pas été continue. Le creusement a été marqué par des pauses qui furent de véritables crises climatiques :

a) *On trouve dans les hautes vallées des O. Azrou, Tandjète ou Issedjène des accumulations extraordinaires de 25 à 30 mètres de terrasse moyenne* (mesures nombreuses à l'altimètre) qui indiquent non seulement un arrêt du creusement mais un « ennoyage » des vallées [2].

b) *Dans les O. Tandjète et Issedjène, à alluvionnement à la fois granitique et volcanique, la terrasse moyenne présente deux parties très nettes :*

— *A la partie inférieure,* des éléments surtout cristallins résultent de ravinements locaux sur les pentes avec très peu de transport longitudinal. Cette dégradation des pentes aboutit à des élargissements des zones de roches moins dures et accumulation des graviers et des blocs dans les fonds.

— *A la partie supérieure,* les apports basaltiques venus de l'amont reprennent, mais la fine stratification et l'abondance des limons bruns indiquent un écoulement boueux peu turbulent. Ensuite on constate partout un enfoncement brutal, souvent par surimposition et la gorge postérieure est encaissée de 5 à 10 mètres ; même parfois 25 à 30 mètres dans les migmatites ou le granite frais. Ces gorges sont parfois de véritables « traits de scie » indiquant un creusement linéaire intense (marmites des géants) mais sans élargissement. Enfin, dans les biefs élargis, on observe la terrasse brune, torrentielle, qui indique une phase récente d'alluvionnement importante (8 à 10 mètres parfois).

Ainsi les phases sèches (terrasse moyenne) ont été ressenties ici plus fortement que dans le reste de l'Atakor et ceci n'est pas anormal si l'on songe qu'à l'heure actuelle, les orages estivaux qui se forment sur les sommets dérivent souvent vers le SO et que les rares pluies dépressionnaires venant de l'Ouest apportent de faibles quantités d'eau à ce versant sous le vent. Mais lors de périodes de climat plus froid, la redistribution de la neige par le vent à la surface des plateaux de l'Atakor oriental, devait créer d'importantes congères dans toutes ces hautes vallées (*Cf.* p. 205) et la fonte des neiges fournissait les débits importants qui ont permis le creusement de ces gorges. L'étude des coupes de la terrasse moyenne semble indiquer qu'entre la période réellement sèche de la partie inférieure et le haut de la terrasse, c'est-à-dire le début du creusement, s'intercale une assez longue période d'écoulements saisonniers mais faibles. Elle correspond à la phase d'humidité peu neigeuse, favorable à la forêt méditerranéenne et aux sols avant la phase réellement nivale. (p. 495). *Mais cet avantage climatique suffit-il pour expliquer l'ampleur des creusements* ?

1. Cette conclusion semble confirmée car le seul relief qui s'élève au-dessus de cette surface est la crête dissymétrique du Sekroum (2 000 mètres) directement au Nord de l'Iglen. Les quartzites du Sekroum formaient un inselberge de 250 mètres au-dessus de la surface prévolcanique, tout comme les filons de quartz de l'Ad. Haggarène ou du Kloukel.

2. Dans la haute vallée de la branche Est de l'O. Issedjène, le creusement postérieur le long du versant, a conservé sur des centaines de mètres l'ancien fond de vallée remblayé de la fin de la période de la terrasse « moyenne », perché à 30 mètres au-dessus de la gorge actuelle.

2) Le role du niveau de base local ne semble guère intervenir : en effet, les O. Tandjète et Issedjène débouchent très vite sur le piedmont de Tahifet vers 1 400 mètres, c'est-à-dire à la même altitude que celui de Tamanrasset, dans une situation identique par rapport au massif (à 40 km des courbes de niveau 2 200). Et pourtant l'érosion dans l'Oualadjane a presque supprimé toute trace des anciens basaltes, travaillant bien plus vite qu'au SO. Ces deux oueds paraissent même plus actifs dans la destruction du bourrelet central du Hoggar, que les affluents du puissant Tin Tarabine qui atteignent la courbe de 1 200 mètres à 20-25 km de la surface sommitale (O. Sersouf) ou même moins (au pied du Seddereg). Cette érosion n'a donc rien à voir avec un piedmont particulièrement déprimé.

3) Cette érosion violente s'inscrit a l'intérieur d'une zone concernée par le volcanisme « acide » et disparaît exactement au niveau des derniers pitons vers le Sud (Iglen, Timarousse). Pourtant, ici les directions des déformations sont plus complexes qu'au SO. Les directions ONO-ESE apparaissent timidement ici et sont contrariées par d'autres influences :

a) **A l'Est, une direction méridienne peut être mise en évidence** et nous avons vu une série d'appareils sur l'axe Tarara-Iknéouène-Ihanteda-In Djahzène. Un autre alignement SSE-NNO presque parallèle comprend l'Oussouk (fine et haute aiguille), le Tetakaout (faisceau de clochetons), puis l'In Sanane (énorme appareil hérissé de muraille et d'aiguilles parfois de 100-150 mètres, avec des accumulations de cendres ou de brèches contenant du matériel cristallin) et au Nord l'Idjordhal (groupes de tours émoussées). Tous ces massifs atteignent une ampleur peu commune dans l'Atakor à cause de la profondeur du déchaussement (excepté l'Oussouk). Une érosion différentielle très active tend en effet à évider les parties fissurées, fumerollisées ou meubles (projections) et à donner les formes les plus inattendues. La plupart de ces appareils sont formés de trachytes [1], mais dans les Iknéouène et à l'In Sanane,la présence de laves phonolitiques est quasi certaine et à l'Est et à l'Ouest de l'In Sanane, les phonolites semblent être antérieures aux trachytes. Enfin des basaltes existent également, sous forme de culot (In Sanane) ou de dyke (Est de l'Oussouk). Au SE du Tetakaout, un long dyke de phonolite se dirige vers le NE, et à l'Est de l'Inemirous affleure un dyke de brèches trachytiques. Il faut ajouter aussi qu'entre les appareils principaux apparaissent des pitons trachytiques plus petits (parfois de 5 à 6 mètres de haut) et qu'enfin d'énormes dykes de trachytes, larges de quelques mètres à plus de 10 mètres, souvent parallèles, joignent pratiquement l'Oussouk au Tetakaout, *entraînant une véritable « imprégnation » volcanique des migmatites comprises dans ce réseau.* D'après les photos aériennes (en particulier XVIII-XXIV n° 101), ce faisceau de dykes se continue vers le Sud jusqu'à l'Aounouref et vers le Nord jusqu'à l'Idjordhal, soit plus de 12 km avec la direction SSE-NNO qui s'incurve légèrement vers le NO au Nord. Ces laves trachytiques, relayant sans doute un volcanisme antérieur, ont donc littéralement « truffé » les migmatites [2] et l'on pense automatiquement à un type original d'intrusion volcanique dont le rôle tectonique n'a pas dû être négligeable.

En effet, cette zone se distingue d'une part par le dégagement étonnant de la bordure de l'Itakalen (qui a dû être soulevée ?) et, juste à l'Ouest, par la gouttière de l'O. Tandjète qui forme un niveau anormalement déprimé dans l'ensemble de l'Oualadjane et qui conserve au Sud, dans le même alignement les seuls témoins des « vieux basaltes ». C'est autour de cet axe SSO-NNE que paraît s'ordonner toute la morphologie de la région.

b) **D'autres influences tectoniques sont seulement soupçonnées.** Par exemple :

1) *L'allure rectiligne du Tesserlite au Nord qui avec son orientation OSO-ENE, reflète exactement à une vingtaine de kilomètres de distance, celle de la bordure montagneuse.* Il ne paraît pas douteux que la surface ait été ployée ici puisque l'on retrouve des traces de la vieille surface aussi bien autour de l'Iglen que dans l'O. Tandjète inférieur autour de 1 700-1 750 mètres. Mais il est difficile d'imaginer comment s'est faite cette déformation tectonique. En avant des plateaux de trapps du Tesserlite, on peut suivre encore la vieille surface exhumée (montant légèrement vers le Sud ?) jusqu'à 5-6 km en avant du Tesserlite car la plupart des appareils « acides » comme le Tinfelfelène ou le Téméné (2 200 mètres environ) ont protégé sous leurs éboulis, un substratum de trapps indiscutables. Mais parfois aussi, en

1. Cela a été vérifié pour l'Oussouk, le Tetakaout, le Tarara, certains pitons de l'In Sanane et l'Inémirous. Comme dans l'Atakor, les trachytes se débitent sous l'effet du gel en très petites plaquettes facilement emportées par le ruissellement et les pentes ne sont pas couvertes d'éboulis (souvent il s'agit de piédestal de socle taillé à 35-40° comme à l'Oussouk). Le gel à cette altitude (1 800 mètres) a dû être moins intense que dans la Koudia, mais assez efficace (microgélivation). Les grands éboulis et parfois les glacis couverts au pied des pitons phonolitiques de la Koudia ou rhyolitiques de l'Aïr (J. Vogt et R. Black, 1963, p. 13-15) semblent être absents autour des appareils trachytiques.

2. Sur les contacts, on ne remarque pas une transformation progressive des migmatites. Elles sont tranchées comme au couteau par les dykes et les feuillets des embréchites ne semblent guère dérangés.

montant sur les plateaux granitiques qui enserrent les hautes vallées des O. Issedjène et Tandjète, enfoncées de 200 à 250 mètres, on a la surprise de découvrir un lambeau de « vieux basaltes » n'ayant plus parfois que quelques dizaines de mètres carrés ! Or, la disparition de cette vieille surface est très sensible vers une ligne Timessedjène-Tinfelfelène-Idjordhal : les oueds s'élargissent un peu et les altitudes des crêtes passent de plus de 2 000 à moins de 1 800 mètres en 3 km environ. Ainsi au NO d'In Sanane, à 2 km sur l'O. Tehagart une mesa de basalte apparemment « ancien » se situe à 1 850 mètres, à 5 km des témoins de Tinfelfelène situés vers 2 100 mètres. Or, toute cette zone, que ce soit au pied du Tesserlite,

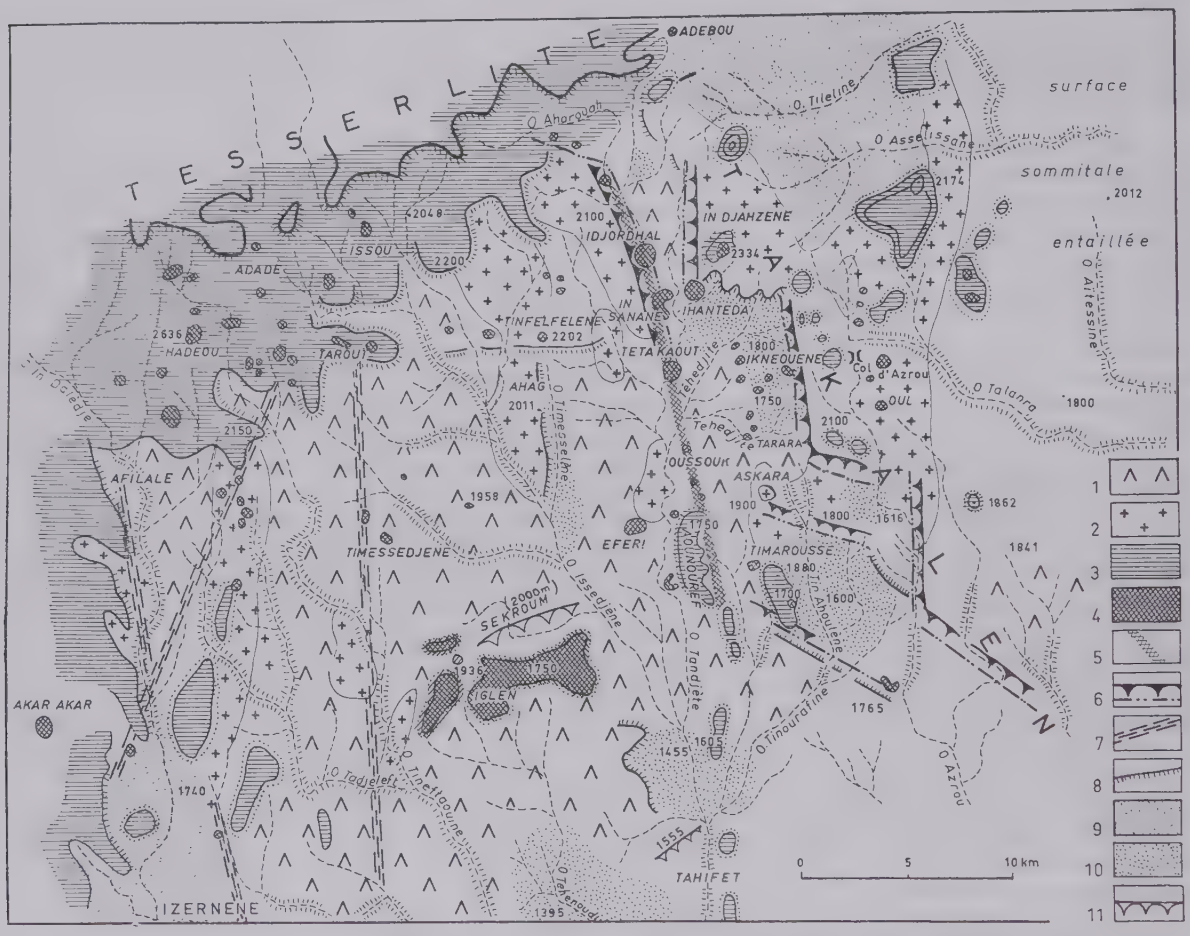


Fig. 114. — Carte schématique de la région de l'Oualadjane : 1 - relief de petites crêtes dans des schistes cristallins plus ou moins métamorphisés ; 2 - reliefs granitiques (granites syntectoniques d'Oualadjane, granite d'Itakalen) ; 3 - basaltes des trapps ; 4 - appareils de lave « acide » ; 5 - accident « volcanisé » ; 6 - accident directement lié à une fracture récente probable ; 7 - zone de broyage tectonique d'âge indéterminé ; 8 - talus d'érosion ; 9 - plaine ou alvéole d'érosion alvéolaire en contrebas de la surface prébasaltique exhumée ; 10 - petites plaines sableuses ; 11 - crête de quartz ou de quartzite.

ou au niveau de cette rupture de pente, est parsemée de nombreux appareils « acides » et dans l'O. Tehagart, en particulier, le granite est traversé par de nombreux dykes de trachytes, comme le long de l'O. Tandjète. On peut soupçonner ici un accident du même genre qu'à l'Est qui rendrait compte de ce brusque abaissement de la topographie (quelles que soient les roches) et la présence au pied, puis au Sud, de témoins volcaniques « anciens » à 1 800, puis 1 750-1 700, puis même 1 600 mètres d'altitude, donc en pente assez continue jusqu'à Tahifet.

2) *A l'Ouest, la bordure de l'Oualadjane est également très nette et difficilement explicable :* Les grands trapps et les coulées inférieures isolées qui forment les plateaux du SO de l'Atakòr jalonnent la surface pré-volcanique jusqu'à l'Est de l'O. In Daledje. Vers le Sud, une très longue dégradation lente à l'abri des « coulées » de pente » a permis la formation de la vaste plaine de l'Izernène (7 × 8 km, 1 650 mètres),

perchée à l'amont des gorges de l'O. In Daledje. Or, ici aussi l'on passe très rapidement de cette « vieille » topographie à une zone confuse où les ravinements sont intenses et où s'effectuent de multiples captures dont assez récemment celle de l'O. In Dalèdje (*Cf.* p. 409). Ces crêtes confuses sont encore surmontées de quelques mesas à l'altitude de la plaine (1 650, cote 1 689), mais la topographie d'ensemble s'abaisse très vite jusqu'à la plaine de Téhénoudi (1 400 mètres), appendice du piedmont de Tahifet. Là, on trouve quelques petits lambeaux basaltiques très érodés, mais situés à 1 450-1 500 mètres. Cet accident topographique peut s'expliquer de deux manières :

a) Par l'érosion différentielle et capture, mais on voit mal comment expliquer l'évidement rapide de la région au Nord de l'Aheleheg (migmatites) et les raisons de cette capture de l'O. In Daledje à travers des roches particulièrement dures : barres de quartzites à l'Est, amande de granite à Adar Mouline, migmatites du type anatexites.

b) Par un déversement sur une surface brusquement gauchie avec creusement postérieur des gorges. En effet, cette zone accidentée correspond au passage de deux grandes fractures mylonitisées NS et NNO-SSE, grossièrement parallèles à la zone accidentée. Ces fractures sont jalonnées de pitons « acides » : Timessedjène-Téméné à l'Est, cote 1779 (au Nord d'Izernène), deux pitons à Adar Mouline (trachytes quartzifères) puis plus au Sud la grande Gara ta Arenkad (1573) puis l'Akafou, mais on ne peut trouver de traces de rejeu ici. Cependant vers le Nord ces fractures enserrent le curieux faisceau de vallées N-S signalées de l'O. Temorte jusqu'à l'Est de l'In Taraïne où l'on soupçonne des fractures dans les vieux trapps (*cf.* p. 268). De plus, dans le prolongement de la fracture N-S vers le Sud, on observe la curieuse orientation N-S de la « cuesta » de basalte à l'O-NO de l'Aheleheg. Cependant, ces remarques sont insuffisantes pour pouvoir conclure à l'existence d'une flexure.

C. — UN LAMBEAU DE SURFACE GAUCHIE ÉPARGNÉE ENTRE LES BORDURES SUD-OUEST ET SUD-EST

Tandis qu'à l'Ouest, le passage de l'Atakor à la bordure paraît s'effectuer par des « flexures » successives ONO-ESE, qui ont freiné l'érosion et permis la conservation des vieux plateaux basaltiques, à l'Est, des directions méridiennes, en particulier le long de l'O. Tandjète, ont provoqué une déformation plus complexe et plus rapide de la topographie qui a entraîné une érosion extrêmement active.

Cependant, entre ces deux zones déprimées, un grand triangle s'individualise, délimité précisément par des fractures SSO-NNE qui limitent la zone déprimée de l'Ouest (Aguenar-Tamanrasset) et SSE-NNO qui ferment vers l'Ouest l'Oualadjane. Ce môle apparemment plus résistant établit un « pont » presque continu, sans « flexures », ni accidents tectoniques, entre l'Atakor et les plaines méridionales. Le niveau de la pénéplaine exhumée ou des « vieux basaltes » s'y avance très loin vers le Sud entre l'In Tounine et l'Aheleheg, en s'abaissant lentement : 1 650-1 670 à l'Izernène, encore 1 584 à 15 km plus au Sud. Le réseau de l'O. Tarhaouhaout, surimposé sur cette surface [1] s'y enfonce lentement : une grande densité de petits ravins à l'amont dans les gneiss granitisés fait place à des vallées plus larges dans le massif de granite migmatitique du Terkamatine (type Anfeg). Le seul ressaut important est dû à l'érosion différentielle à la sortie de ce massif où l'oued franchit la bordure granitique mise en valeur, par une chute de 50 mètres environ, puis la vallée de l'O. Tarhaouhaout s'élargit rapidement dans les migmatites. Mais de part et d'autre de cette large vallée, la surface topographique s'abaisse très lentement avec encore 1 550-1 600 mètres d'altitude à l'amont de l'O. Ibechteroram. Le réseau de cet oued s'enfonce progressivement de 200 mètres en 12 km pour rejoindre l'O. Tarhaouhaout suivant un processus classique de reprise d'érosion. Cette vaste surface se continue naturellement sur le granite d'Anfeg avec des altitudes autour de 1 600 mètres près du Debnat et une lente descente vers le S-SO à 1 550 puis 1 500 mètres : la régularité de cette surface est ici presque parfaite, tandis que vers l'Ouest la reprise d'érosion s'est traduite par l'évidement des migmatites le long de la large vallée de l'O. Fougueguine entre le granite intrusif d'In Tounine et le granite migmatitique d'Anfeg (HabadaEddini).

On peut même retrouver, semble-t-il, des témoins de la surface prévolcanique. Dans le Sud de l'Atakor, cette surface devient plus fragile car dès le voisinage de l'Akar Akar, le socle est plus franchement altéré qu'au Téhé n'Tsita, sur 10 à 15 mètres (le long de la piste). On retrouve la même observation au NE du Kloukel où 3 coulées de trapps reposent sur des migmatites altérées sur 15-20 m et dans le Takacherouet, sous l'Issekram ou l'Ikarraguène où cette altération concerne les migmatites, mais pas le granite intrusif. Sous le Tradoq tin Rali ou bien les coulées de l'Ouest de l'Aheleheg, cette altération atteint parfois 25-30 mètres avec 2-3 mètres supérieurs d'argile rouge. Il semble bien que

1. Cette surimposition est manifeste puisqu'au Nord les oueds (In Ferzouène, Terkematine) coulent Est-Ouest sur une structure Nord-Sud puis ils changent de direction pour devenir NO-SE en abordant le granite dont la trame filonienne est SO-NE.

vers le Sud, par suite de l'absence de couverture sédimentaire au Mésozoïque ou bien d'une protection tardive par les basaltes, le socle ait été plus altéré qu'au Téhé n'Tsita et dans la Koudia. Or, cette altération, exactement identique, se retrouve sous les hautes coulées phonolitiques du Debnat où les éboulis protègent 30 mètres de roche altérée et désagrégée vers 1 700 mètres d'altitude c'est-à-dire pratiquement l'altitude de l'Hassi Izernène. On retrouve exactement la même altération à la base de l'Hagalella — où les Touaregs exploitent l'argile rouge (intamadjouit) pour colorer les peaux — vers 1 600 mètres, ou encore à la base de l'Hadriane où elle a été signalée par J. DE LAPPARENT (1937) puis par J. BUDEL (1955) vers 1 500-1 550 mètres [1]. Toutes ces grandes tables (de trachytes ou de phonolite suivant les Auteurs) semblent bien correspondre à des jalons avancés de l'ancienne surface prévolcanique, rendue plus fragile au Sud de l'Atakor par cette altération systématique. Cette surface serait très voisine aussi du « niveau moyen » de l'In Tounine parsemée de quelques vestiges de basalte vers 1 550 à 1 600 mètres.

Ainsi ce grand triangle qui s'abaisse en pente douce depuis la Koudia (en dehors de reprises d'érosion tout à fait justifiées par l'érosion différentielle des O. Tarhaouhaout ou Fouguiguine), s'oppose à l'Ouan Helleguen à l'Ouest et à l'Oualadjane à l'Est. Il dérive, par lente dégradation, de la surface prévolcanique inclinée sans déformations brusques. C'est l'une des rares régions de l'Atakor où l'on pourrait parler de surfaces (ou plutôt de niveaux d'érosion) étagées au sens de P. BIROT, R. CAPOT-REY et J. DRESCH (1955), mais en ramenant à de justes proportions (20 à 30 mètres) le rôle de la crypto-altération, très exagérée par J. BUDEL (1955). Mais ces hypothèses, élaborées dans la région de Tamanrasset sont inapplicables au reste de l'Atakor.

II. — LES DÉFORMATIONS TECTONIQUES AU N-E DE L'ATAKOR :

Lorsque l'on passe du flanc Sud au flanc Nord de l'Atakor, la nature du volcanisme change radicalement puisque l'on passe de laves « acides » (trachytes, phonolites) à des laves basaltiques. Les gros appareils font place à de petits cônes stromboliens tandis que l'importance des coulées s'amplifie démesurément. Mais on constate aussi que les phases tectoniques se compliquent, s'échelonnent davantage dans le temps alors qu'au Sud, il semble y avoir eu une phase de déformation de la vieille surface, puis des « flexures » plus localisées. Parmi les nombreux accidents de la région NE, on peut distinguer 3 groupes principaux :

a) *La prolongation vers le Nord des accidents du flanc Sud.*

b) *L'accident brutal qui amène en 25 km le passage de la haute surface sommitale (2 000 mètres) à la plaine du Telohat* (1 300 mètres), antichambre de celle de l'Igharghar.

c) *Le champ de laves récentes du Manzaz.*

A. — LA PROLONGATION DES ACCIDENTS DU FLANC SUD SUR LE VERSANT NORD-EST:

1) *LE TALUS SSO-NNE DE TIMÉDOUINE A TEZAIT*

Les deux grands filons de quartz SSO-NNE des Ad. Haggarène Est et Haggarène Ouest qui, sur le flanc Sud, ne semblent guère affectés par la tectonique récente, réapparaissent sur le flanc Nord au NE d'Issakarassène. Avant même que ces filons ne réapparaissent, on constate au NO d'Issakarassène que les lambeaux de vieux basaltes s'abaissent très nettement de 2 000 mètres à Issakarassène à 1 850 m (cote 1 848 de la carte IGN sur un de ces témoins) à 7 km de là. On peut penser à un talus d'érosion accidentant la surface prébasaltique précisément au niveau de ces barres filoniennes. Mais ce talus peut aussi être en rapport avec des déformations locales car plusieurs gros cônes stromboliens s'alignent sur cette direction SO-NE (*Cf.* carte hors texte en couleurs). Les filons se dégagent des basaltes vers le NE et encadrent la vallée de l'O. Timédouine :

1. J. de LAPPARENT (1937) a signalé un « horizon de rubéfaction aux dépens des granitogneiss » avec production d'oxydes de fer entre des cristaux non corrodés et sans individualisation d'alumine. Il concluait à l'avancée d'un climat de type soudanais, responsable de cette « rubéfaction prévolcanique » peut être vers le Miocène. J. BUDEL a étudié la fraction argileuse de ce sol et trouvé 70 % d'illite, 5 % de kaolinite, 5 % de montmorillonite, 6-8 % de quartz et 12-14 % d'éléments amorphes. Il a généralisé ces observations de l'Hadriane à toute la surface prévolcanique du Hoggar avec des épaisseurs très exagérées et en a tiré son hypothèse de surfaces étagées dues à l'exploitation de cette crypto-décomposition.

LA HAUTE VALLÉE DE L'O. TIMÉDOUINE :

Cette vallée prend naissance au bord NO du Tassa n'Djena Nord, sans entailler beaucoup cette magnifique « hamada ». En effet, cette bordure est presque rectiligne SSO-NNE et correspond exactement au prolongement du filon de quartz oriental (celui de l'Ad. Haggarène Est). Le talus de 150-200 mètres est entièrement taillé dans le granite à gros cristaux qui borde ce filon à l'Est. Trois ou quatre inselbergs (dont la cote 2 080), en forme de coupoles, s'individualisent le long de cette bordure qui, de toute évidence, est un talus d'érosion, bloqué au voisinage du filon de quartz. Pourtant, quatre cônes stromboliens s'alignent sur le filon (et les mylonites qui l'accompagnent) et leur localisation est si indépendante de la topographie que ces cônes se placent parfois en position instable sur le flanc d'un inselberg. Les coulées récentes issues de ces cônes ont tapissé le fond de la vallée en gouttière de l'O. Timédouine au pied du talus. On peut facilement constater que ces coulées sont postérieures à la terrasse « moyenne », ce qui est la règle quasi générale pour toutes ces coulées provenant de cônes encore bien conservés. Cependant dans cette dépression, on remarque aussi des coulées plus originales qui sont antérieures à cette même terrasse et dont les cônes ont disparu (P. Rognon, 1960 a, p. 47). Cela prouve que le talus d'érosion, dont la base a donc été ennoyée à plusieurs reprises (par des coulées ou par des accumulations graveleuses), existait bien antérieurement à la terrasse « moyenne ».

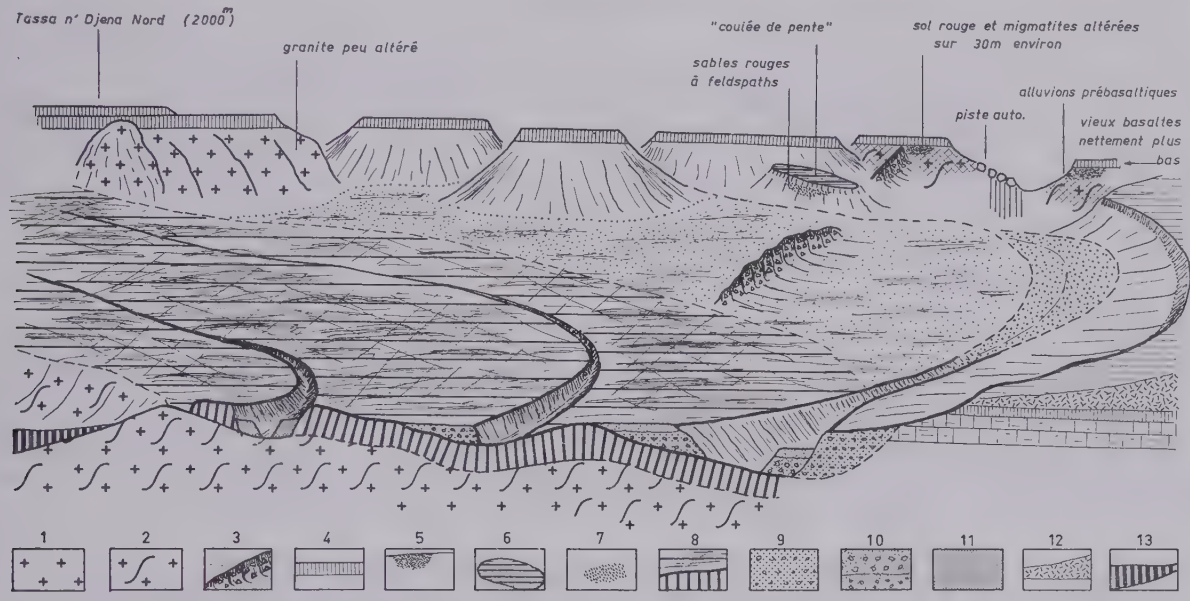


Fig. 115. — La haute vallée de l'O. Timedouine : 1 - substratum granitique ; 2 - migmatites ; 3 - crête liée à un filon de quartz ; 4 - coulées basaltiques « anciennes » subhorizontales (trapps érodés) ; 5 - alluvions ou sol sous ces « vieux » basaltes ; 6 - coulée basaltique plus récente (« coulée de pente ») ; 7 - sables rouges sous la coulée de pente ; 8 - coulée basaltique antérieure à la terrasse « moyenne » ; 9 - terrasse « moyenne » graveleuse ; 10 - alluvions torrentielles et limons du Pluvial récent ; 11 - limons bruns de la terrasse récente ; 12 - scories d'un cône strombolien subactuel ; 13 - coulée basaltique de vallée.

a) **L'étude de la genèse de ce talus :**

Cet escarpement qui borde à l'Est la vallée de l'O. Timédouine disparaît au Sud où un plateau légèrement incliné ferme la vallée à l'amont. Ce plateau, qui s'élève de 1 910 au NO à 2 000 mètres au SE, est formé par un empilement de 2 à 4 coulées minces et grises appartenant aux anciens trapps et se rattache indubitablement aux « vieux basaltes » du Tassa n' Djena. Sa pente douce s'oppose cependant à la rigoureuse horizontalité de la hamada du Tassa n' Djena mais la continuité des coulées indique qu'il s'agit du même ensemble. Ce grand lambeau de plateau incliné a été conservé sur l'interfluve entre les O. Timédouine et Idjef Mélène, mais son existence est très menacée par l'érosion de son soubassement :

— *En effet les coulées de « vieux basaltes » reposent au SE sur le granite presque frais qui donne naissance aux inselbergs, puis sur des migmatites qui sont tellement altérées* que de grands ravins, (parfois de véritables badlands) font reculer la corniche très rapidement. Cette altération atteint 30 à 35 mètres de roche complètement désagrégée et blanchie, sous 2 à 3 mètres de sol argileux rouge. Toutes les coupes des ravins vers le Nord, l'Ouest

ou le S-O indiquent la même profondeur de l'altération. Au-delà vers le NO, le granite réapparaît, très frais lorsqu'il n'est pas très diaclasé ou altéré sur 8-10 mètres quand il est très diaclasé (plus au N-O). Or cette opposition entre migmatites altérées et granite sain et la forme même de cette altération sont exactement semblables à celles qu'on observe à la bordure Sud dans la région de Tamanrasset (Hadriane, Debnat, etc.). Il s'agit, semble-t-il, de la surface prévolcanique plus altérée ici qu'au Téhé n'Tsita.

— *Sur la rive droite de l'O. Idjef Mélène (fig. 116), sous les basaltes, une belle coupe montre que les migmatites sont entaillées par une ancienne vallée évasée,* remblayée sur 25 mètres jusqu'au niveau des « vieux basaltes » par des sables essentiellement quartzeux et très argileux renfermant quelques galets de quartz [1]. Ces alluvions sont surtout argilo-limoneuses, de couleur rouge ou jaune, sur les 8-10 premiers mètres, puis sableuses avec des strates successives, marquées par des galets de quartz, de quartzites ferruginisés, quelques granites et des migmatites pourries. Mais on n'observe jamais de roches volcaniques. Cette absence de volcanisme est confirmée par l'étude des minéraux lourds (J. Étienne, C.E.P.) : ceux-ci, pourtant abondants, contiennent surtout une grande abondance de zircons, quelques rares tourmalines et de très rares épidotes et amphiboles. Il s'agit d'un cortège purement granitique, antérieur aux épanchements des basaltes. Comme les alluvions qui ont comblé cette vallée ont été surtout apportées par des nappes de ruissellement successives, l'extrême richesse en zircons est due à la profonde altération antérieure du socle plutôt qu'à de longs remaniements alluviaux [2]. La fraction argileuse qui accompagne les sables devient de plus en plus rouge violacée vers le haut de la coupe. L'analyse thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) indique un matériel illitique et l'étude aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) permet de préciser les pourcentages : 60 % d'illite, 20 % de kaolinite et 20 % de montmorillonite.

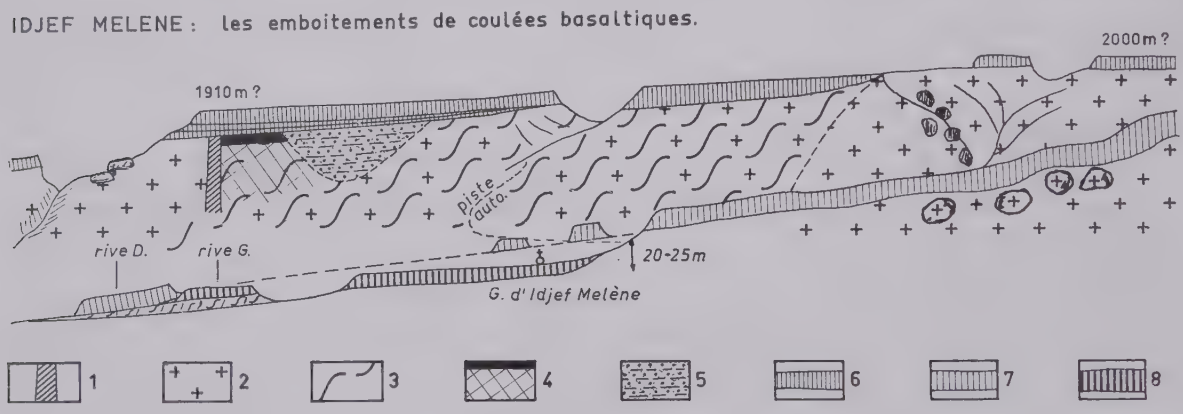


Fig. 116. — Les coulées emboîtées de l'Oued Idjef Mélène. On distingue une série de hautes coulées en pente douce (2 000-1 910 m) qui jalonnent la surface prévolcanique ; 1 - filon de quartz occidental ; 2 - granite frais ; 3 - migmatites altérées ; 4 - coupe visible de cette altération surmontée par un sol rouge très argileux ; 5 - vallon comblé de sables rougeâtres argileux ; 6 - les coulées inférieures des vieux trapps, conservées sur la surface d'érosion. Puis on distingue une « coulée de pente » ayant envahi une première ébauche de vallée (7). Enfin une coulée très récente (8) tapisse le fond de la vallée et se morcelle en buttes à l'aval.

Tous ces caractères permettent de suggérer que cette accumulation détritique correspond aux « séries de remaniement » du Téhé n' Tsita, après une longue phase d'altération (éléments quartzeux, cortège pauvre de minéraux lourds), mais avec une reprise d'érosion notable (quelques galets de roche, illite prédominante). Cet élément de surface prévolcanique protégé par la coulée, est aujourd'hui perché à environ 100 mètres au-dessus des vallées des O. Timédouine et Idjef Mélène (1 900 mètres contre 1 800 pour les thalwegs). Or, à 80 mètres en contrebas, on observe dans chacune de ces vallées, des coulées plus récentes emboîtées, ayant des pentes plus fortes :

— *Celle de l'O. Idjef Mélène* est utilisée comme rampe, par la piste automobile pour s'élever vers Issakarassène ; elle repose sur de grands blocs de granite frais ou seulement désagrégé et vers l'aval elle est dégagée en buttes à 20 mètres au-dessus du thalweg. Elle se termine à 1 km de là, presque au niveau de l'oued actuel.

— *Celle de l'O. Timédouine* a aussi une pente forte : perchée à 30-40 mètres au-dessus des oueds à l'amont, elle s'abaisse à 15-20 mètres vers l'aval, moulant une ancienne vallée large de 200-250 mètres. Or, à la base de cette coulée, apparaissent des alluvions rouges très différentes des précédentes.

— Ces alluvions sont plus grossières que les précédentes, renfermant beaucoup de galets et parfois des blocs anguleux de 20 à 30 cm de diamètre. Les limons argileux sont presque absents.

1. Le faciès de ces sables quartzeux les rapprocherait de ceux d'Indegane, Ouan Télène, Est Taessa ou encore Tozouni, dépôts corrélatifs de la surface prévolcanique.

2. Ce sable contient 71 % de quartz, 1 % de feldspath et 26 % de fragments de roches (surtout quartzites) et d'autre part, renferme 97 % d'anguleux et 3 % d'angles émoussés (comptages sur lames minces).

— La proportion de gneiss, d'embréchites, de quartzites ferruginisés augmente par rapport aux quartz. Bien des cristaux de feldspaths très frais atteignent 1 à 2 cm, indiquant une désagrégation mécanique plus forte que l'altération chimique. Dans la fraction sables et gravillons, la proportion des feldspaths atteint 52 % contre 48 % pour les quartz, et les feldspaths sont généralement plus gros que les quartz. C'est une différence essentielle avec les sables rouges situés sous la haute coulée.

A cette époque, la roche plus ou moins fraîche devait affleurer largement par érosion des zones altérées anciennes et ces arènes grossières et feldspathiques indiquent un climat très sec. Ces conditions sont celles qui régnaient lors de l'épanchement des « coulées de pente ». Ensuite d'autres coulées ont encore envahi la vallée avant et après la terrasse « moyenne », ce qui indique une belle continuité du volcanisme le long de cet axe. Ces épanchements n'ont toutefois pas empêché l'O. Timedouine de poursuivre le creusement de sa vallée.

b) **Cette vallée de l'O. Timedouine s'explique-t-elle simplement par érosion différentielle ?** Cette vallée s'est en effet développée aux dépens des migmatites altérées, épargnant le massif isolé de granite de l'Aguelguech qui s'élève, au NO à 2 100 mètres, plus haut même que le Tassa n' Djena. De même à l'Est, si la bordure du Tassa n' Djena est tellement rectiligne, c'est que le granite peu altéré affleure pratiquement selon cet axe SSO-NNE. A l'Ouest également les coulées de vieux basaltes reprennent au-delà du filon de quartz occidental et sont conservées à nouveau sur du granite où les mêmes basaltes gris, horizontaux s'étalent à nouveau sur une topographie extrêmement plane. A leur base on retrouve le même type d'altération que sous la haute coulée du Sud de Timédouine. Pourtant cette très haute coulée jalonnant la surface prévolcanique recouvre le filon de quartz qui était arasé à l'époque de l'épanchement des trapps. Mais au-delà vers le NO, cette coulée est brusquement interrompue et séparée des basaltes « anciens » situés à l'Ouest de Timédouine par un talus de 40-50 m. D'autre part, l'O. Timédeouine s'échappe de sa large vallée d'amont par une gorge dans le filon de quartz Ouest, puis à travers des séries de coulées basaltiques empilées, avec des niveaux altérés rouges ou violacés qui font penser à des trapps. La piste automobile qui évite cette gorge profonde, descend précisément sur ces plateaux volcaniques par des gradins successifs qui semblent liés aux corniches émoussées des empilements basaltiques [1].

Ainsi les trapps réduits aux 2 ou 3 coulées inférieures dans le Tassa n' Djena à 2 000 mètres environ, réapparaissent mieux conservés à moins de 1 800 mètres, au delà de ce filon de quartz Ouest, le long duquel a dû se produire une faille récente qui a dénivellé les anciens trapps. Cette fracture aurait donné naissance à l'abrupt de socle qui a reculé ensuite de près de 5 km. Ici le mouvement cassant paraît évident et, vu le recul du talus, cette faille remonterait au Tertiaire.

c) **Au NO de Timédouine, s'étend une petite région volcanique originale.** En effet, en plus des petits cônes alignés à l'Est et des gros cônes du Sud (plus de 2 000 mètres), on trouve un certain nombre de cônes récents et de coulées dans ce qui a dû être la partie abaissée à l'Ouest de cette faille. Parmi eux :

— Des cônes très noirs et petits au Sud de la cote 1792 ont émis une coulée qui tapisse directement le fond de l'O. Hantessila et paraissent subactuels.

— Le cône 1792 est un édifice de scories très frais avec un réseau rayonnant de « barrancos » et ne doit pas remonter au-delà de la fin du dernier Pluvial. Egueulé vers le Nord, il a émis une coulée à surface rugueuse qui descend l'O. In Tékédioui, emboîtée en contrebas de deux coulées plus anciennes.

— Plus à l'Est d'autres cônes sont si érodés qu'on ne distingue plus le départ de leurs coulées.

Or l'examen de ces grandes coulées anonymes plus anciennes montre une succession complexe d'épanchements très échelonnés dans le temps :

1) *Certaines mesas appartiennent encore aux vieux trapps* et sont perchées à 80-100 mètres au au moins :

On a parfois la chance de découvrir à leur base des preuves de cette ancienneté. Ainsi à 4-5 km à l'ESE de l'Imontal, une mesa repose sur 15-18 mètres de migmatites altérées et décolorées, surmontées par un mètre environ de galets essentiellement quartzeux à émoussé fluviatile qui rappellent les faciès du Téhé n'Tsita. Ces hautes coulées visibles ça et là, reposent sur un socle parfaitement aplani d'où aucun relief n'émerge, excepté vers l'Ouest, *le Selidrar*, sommet déchiqueté dû à l'accolement de filons de microdiorites parallèles (1 600 m) [2] *et l'Izaguène*, très au Nord (1 585 m) échine de granite renforcée de filons de microgranite.

1. On peut distinguer trois gradins successifs séparés par des talus qui doivent correspondre à des corniches de coulées plus dures entre 1 800 et 1 740 (60 m), 1 710 et 1 680 (30 mètres) et enfin 1 680-1 620 (40 mètres) le long de la piste automobile. Un survol aérien montre que les petites vallées vers le NO (O. In Tékédioui, O. Hantessila) rencontrent 2 ou 3 coulées superposées au moins dans leur creusement.

2. Selon le levé géologique du B.R.M.A., il s'agirait d'amphibolites plus ou moins migmatisées.

Pourtant ces coulées, qui reposaient souvent sur un substratum altéré, ont en grande partie disparu vers le NO. Il se peut que l'Ibetenaouène (1 500 mètres) représente encore un gros lambeau de ces « vieux basaltes », auxquels ont peut rapporter aussi deux étroites crêtes à même altitude s'avançant à l'Ouest, jusqu'au delà de Timesdelsine. D'autres témoins, parfois réduits à des pyramides à flancs réguliers qui font penser à des cônes de scories, assurent le raccord vers le Sud et vers l'Est avec des mesas plus étendues de ces vieux trapps. Ceux-ci paraissent surtout préservés entre l'Ibetenaouène et Hirafok, sur l'interfluve fondamental entre les réseaux de l'Atakor au Sud (O. Zerzoua) et celui du Manzaz et de la Tefedest au Nord (O. Hirafok). Protégé au Sud par ce barrage de mesas, l'O. Hirafok sera désormais à l'abri des coulées venues de l'Atakor et pourra s'approfondir sans difficulté alors que l'O. Zerzoua sera, à plusieurs reprises, ennoyé ou dédoublé.

2) *Une coulée ancienne, mais emboîtée dans les vieux basaltes a ensuite dédoublé le réseau de l'Atakor* séparant le drainage de l'Atakor oriental (O. Zerzoua) de celui de la Koudia occidentale (O. Issakarassène). Cette coulée s'étale largement au Nord du Sélidrar et vers les Tilmas Tandiouène, mais on perd sa trace vers l'amont. A peu près à la même époque une autre très longue coulée de même aspect (basaltes gris durs, mais à polygones très émoussés) et perchée à 20-30 mètres, a refoulé l'O. Zerzoua vers le Sud en empruntant sans doute sa vallée au pied de l'Ibetenaouène. Elle repose sur des sables rouges à graviers de quartz recouvrant une roche légèrement altérée. La fraction fine de ces sables renferme 100 % de montmorillonite avec des traces d'illite (Lab. Géol. Strasbourg) et la prédominance de montmorillonite indique des influences certaines de basaltes altérés antérieurs (ce qui est normal). Cette coulée appartient donc comme celle de Timédouine, aux « coulées de pente ». Or à 8 km en aval de Timesdelsine cette coulée passe par-dessus les restes d'une coulée intermédiaire entre celle d'Ibétènaouène et celle-ci (NF 31XVIII, XXIV, nº 256). Le confluent des O. Zerzoua et Hirafok qui devait se trouver en ce point, s'est trouvé repoussé, après l'arrivée de cette nouvelle coulée, de 16 km vers l'aval. Ces coulées ont aussi désorganisé le réseau des affluents, en isolant le drainage venu latéralement : ainsi à l'Est de l'Ibetenaouène, la petite plaine sableuse de l'Imontal, se trouve désormais perchée à 30 mètres en arrière d'un seuil constitué par cette coulée que le petit oued entaille difficilement. De même les glacis (en roche altérée ?) au flanc Sud de l'Ibetenaouène ont été stoppés dans leur évolution et sont drainés parallèlement à cette coulée par un petit oued qui s'enfonce lentement à l'aval dans la coulée. Bloqué entre ces deux grandes coulées, à droite et à gauche, l'O. Zerzoua ne reçoit presque pas d'affluents tout au long de son cours moyen et inférieur.

3) *Chacune des deux grandes vallées, Zerzoua et Issakarassène, a encore été envahie, tout récemment par une « coulée de vallée »* qui en tapisse encore presque entièrement le fond. Les eaux qui s'infiltrent dans ces coulées alimentent les gueltas et tilmas de ces oueds.

Ainsi toute cette partie centrale du flanc Nord de l'Atakor a été affectée par une longue succession de coulées provenant de cette zone « instable » qui s'aligne le long des deux filons de quartz, même là où ceux-ci, vers le SSO sont totalement submergés par les coulées (O. Ilamdegane, O. Temorte). Toutes les vallées présentent des séries de coulées emboîtées :

— Au moins quatre à Timesdelsine à 0, 10-15, 40-50 (la plus étendue) et 90-100 mètres d'altitude relative.
— Trois à Ibétenaouène à 1 mètre, 30 mètres et 100 mètres [1].

Il est frappant de constater que, malgré des entraves aussi sérieuses, l'érosion a chaque fois réussi à creuser une nouvelle vallée avant l'épanchement suivant. Cependant, cette zone d'érosion vigoureuse est assez nettement localisée car, à l'aval de Timesdelsine, les différences d'altitude entre les restes de coulées deviennent minimes. D'autre part, à l'amont, à Issakarassène, on observe bien quatre coulées de vallées, mais trois sont superposées et seule la dernière est emboîtée. Sur la carte, on s'aperçoit aussitôt que ce tronçon privilégié où les vallées ont connu un creusement considérable correspond au flanc même de l'Atakor entre la bordure (Timesdelsine) et les deux filons de quartz. *On soupçonne donc, dans cette zone de volcanisme intense et continu, une déformation en bloc, du NO vers SE, avec apparition d'une fracture au SE, au maximum de courbure, axée sur les filons de quartz.*

LA RÉGION DE L'EFENI :

L'évolution étudiée dans l'O. Timédouine éclaire les observations que l'on peut faire vers le NE sur ce même axe SSO-NNE. En effet les deux arêtes de quartz parallèles s'estompent sur une vingtaine

1. P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 26-28) citent l'Ibetenaouène parmi les exemples de topographies à trois niveaux d'érosion emboîtés. Or le nombre de ces niveaux dans ces vallées périodiquement envahies par des coulées semble fonction du nombre d'épanchements qu'a connu la vallée à ce point, dans le cadre d'une évolution continue, indépendamment de reprises d'érosion cycliques

de km et au-delà, seule la plus orientale réapparaît sur 10 km jusqu'à l'O. Tezaït. Or, dans la zone intermédiaire, existe le long talus de roche cristalline, l'Abarga, qui est parallèle exactement à l'axe des filons et encadré par la trace de ceux-ci. Divers arguments nous permettent de dire que la flexure se poursuit vers le Nord, avec parfois fracture au niveau du filon occidental. En effet :

a) **L'allure SO-NE du talus de l'Abarga ne se justifie pas par les données structurales.** Il existe effectivement une roche dure ayant cette direction, due à une lame de granite, monté précisément selon l'accident mylonitisé, mais cette roche située en arrière ne joue encore qu'un rôle très secondaire dans la morphologie actuelle de l'Abarga (p. 379). Le talus est formé à l'Ouest par des gneiss granitisés NS et à l'Est par un granite à très gros cristaux peu résistant et non orienté [1]. Or, entre ces deux roches de dureté inégale, on ne constate que très peu d'érosion différentielle : le granite à l'Est de l'O. Tileline a reculé légèrement plus que les gneiss, en donnant de très beaux pédiments rocheux, parsemés de chicots. A l'Ouest, les gneiss qui normalement ne sont pas aussi sensibles à l'action aréolaire s'arrêtent brusquement selon un talus presque rectiligne et, à leur pied, commence l'immense plaine de l'Efeni où aucune crête résiduelle n'émerge des alluvions. Or, ce talus est exactement dans le prolongement du filon de quartz fracturé situé au SO [2]. Une fracture récente à ce niveau, avec un recul limité de l'érosion expliquerait à la fois :

— Le peu de différence d'évolution entre deux roches dont les réactions sont en principe très différenciées vis-à-vis de l'érosion aréolaire.

— Le contraste étonnant entre cet immense piedmont de l'Efeni qui nécessite une très longue évolution et ce talus très élevé (400 ou 450 mètres à l'Ouest, 100-150 à l'Est) et très peu évolué. Sur l'Efeni les reliefs résiduels sont d'une extrême pauvreté : petites crêtes de quartz, petit inselberg (25 m) d'aplites alors qu'un pédiment reste toujours plus irrégulier qu'un glacis d'érosion en roche tendre. On a l'impression d'une surface extrêmement évoluée où, d'ailleurs, la faiblesse étonnante de la pente crée une indécision permanente du sens d'écoulement des eaux, partagées entre le réseau Nord (Tafedjak) et Ouest (Hirafok). Sur le terrain, on est souvent incapable de dire vers où se dirige le chenal d'écoulement que l'on suit au milieu d'une steppe buissonnante d'une particulière densité. Cette surface d'érosion mi-rocheuse, mi-alluviale fait songer davantage à un très vieil aplanissement, qu'à une forme d'érosion postvolcanique en relation avec le talus.

b) **On retrouve, au niveau de l'Abarga, le même changement dans la pente des « vieux basaltes » qu'à Timedouine.** Parfaitement horizontaux dans le Tassa n'Djena (2 050 mètres) et les mesas à l'Est de l'O. Idoukal, ils s'inclinent déjà au NE de l'O. Tileline (1 900 m) et les dernières buttes au débouché de cet oued sont à près de 1 800 mètres (cote 1 812), de l'autre côté des mylonites. Puis, il y a un hiatus dans la haute plaine de l'Efeni, mais dès le franchissement du filon Ouest (celui qui semble avoir été fracturé), on trouve des lambeaux de très vieilles coulées au niveau de la plaine (à l'Ouest) ou même ensablées (à l'Est de la piste, à l'Est de la cote 1 596 m), à des altitudes voisines de 1 550 mètres seulement. Ensuite à la bordure SE du Manzaz, d'immenses coulées « anciennes » forment les grands plateaux horizontaux au Nord d'Hirafok à 1 550-1 560 mètres, rappelant les grandes étendues de laves anciennes à l'Ouest de l'O. Timedouine. Il est donc très probable que les coulées anciennes si régulièrement horizontales ont été dénivelées ici de 200 à 250 mètres environ.

c) **L'Efeni est pourtant parsemé de petites mesas mais qui appartiennent à des « coulées de pente », comme dans l'O. Timedouine :**

— La plus nette et la mieux conservée est à l'extrême S-O, une coulée perchée, longue de 3 à 4 km qui s'avance vers le Nord (XVIII-XXIV n° 239). Son cône origine a disparu, mais la coulée est intacte. Elle repose sur des migmatites, encore altérées et rubéfiées sur 5 à 6 mètres avec intercalation de lits de galets (90 % de quartz et 10 % de granite (fin).

— A 2 km plus au Nord, une mesa isolée recouvre un épandage de gros galets de granite et surtout de quartz, épais de 1 mètre environ. Cet ancien épandage torrentiel, certainement venu du talus, est actuellement perché à 10 mètres au-dessus de la plaine.

— A 1 km encore, plus au Nord, une butte plus ancienne (Tiguezal) est perchée à 25-30 mètres au-dessus de la plaine (Nord de NF 31-XVIII-XXIV n° 239). La coulée ici repose sur une vingtaine de mètres d'argiles rouges à granules de quartz contenant quelques gros galets assez émoussés (surtout quartz, mais aussi granite même à gros cristaux). L'analyse aux rayons X (Lab. Géol., Strasbourg) permet de dire que cette argile rouge contient 50 % de kaolinite, 30 % de montmorillonite et 20 % d'illites. Elle indique une altération argileuse

1. Les fractures visibles ou les « joints » dans le socle sont ici Nord-Sud (grande fracture à l'Ouest) ou Est-Ouest et n'ont pu guider l'érosion vers l'orientation SO-NE.

2. Par exemple l'inselberg de l'Aguelguech sur la rive droite de l'O. Timédouine, paraît bien garder la trace de cette fracture récente. Le granite qui le constitue est en effet traversé par le filon du quartz : la partie au SE s'élève à plus de 2 100 mètres tandis qu'un talus le long du filon sépare ce grand relief pyramidal, de la partie NO qui atteint à peine 1 900 mètres. D'ailleurs, sur leurs levés de la mission hélicoptère, B. Guérangé et C. Reboul indiquent ici le seul accident « postvolcanique » qu'ils admettent.

importante en montagne, avec épandage extrêmement épais sur le piedmont puisque ces alluvions ont 20 mètres de puissance à 3 km du talus. Mais, il se peut que le talus ait reculé nettement depuis cette phase tertiaire. Ces argiles rouges à galets sont conservées intactes sous la mesa, mais on les suit vers le Nord où dans les petites entailles des oueds, on observe jusqu'à 4 mètres de ces alluvions, protégées par un reg de galets de quartz, remaniés par l'érosion postérieure.

— Un vestige d'une étape intermédiaire entre la coupe intacte de ces argiles rouges et leur remaniement actuel, est conservé grâce à la protection d'un curieux petit volcan de scories et cendres grises très érodé, situé à 1 km au NO de la côte 1812, dans la plaine. Ce cône repose sur 10 mètres d'argile rouge vif contenant des sables et des graviers presque essentiellement quartzeux (avec quelques feldspaths), avec un encroûtement noir d'oxydes de fer vers la base. Vers le haut, des galets (surtout de quartz avec quelques granites) se concentraient en pellicule protectrice semblable au reg actuel avant l'apparition du cône. Ces alluvions présentent des lits horizontaux, épais de 1 à 5 cm, qui indiquent des apports alluviaux successifs. A la base, on peut apercevoir une coulée de pente enfouie dans cet alluvionnement.

Ainsi, grâce à ces manifestations volcaniques successives et à l'absence de pente, l'Efeni nous offre un site privilégié pour l'étude de la période des « coulées de pente », marquée ici par un alluvionnement considérable au pied du talus de l'Abarga [1]. Cet alluvionnement semble très homogène car les minéraux argileux de la dernière coupe ont pratiquement la même composition que l'argile de la haute mesa : 40 % de kaolinite, 40 % de montmorillonite et 20 % d'illite (Lab. Géol., Strasbourg). Il témoigne d'une longue évolution tertiaire, sous des conditions tropicales à saison sèche, avec une série d'épanchements volcaniques, comme dans l'O. Timédouine.

d) **Enfin, en arrière du talus qui correspond au brusque changement d'inclinaison des « vieux basaltes », plusieurs appareils basaltiques s'alignent sur les mylonites SSO-NNE :** cône de scories à l'extrême SO, puis neck au Nord de la gorge de l'O. Tileline, puis un cône assez démantelé à l'extrême NE. Cet axe SSO-NNE semble bien avoir été une direction importante de la tectonique et du volcanisme et d'autres observations peuvent être faites plus au NE.

LA PARTIE NORD-EST DE CET ACCIDENT :

Au Nord, l'horizon de l'Efeni est brutalement obstrué par une très longue coulée basaltique qui s'abaisse avec une pente de 3,5 % environ depuis les mesas horizontales du Sud (1 800 m) jusqu'à la plaine de l'O. Tafedjak (1 540 m). Cette coulée paraît l'exacte réplique de celle qui ferme à l'amont, la vallée de Timédouine :

— *Comme celle-ci, elle relie deux vastes ensembles de plateaux horizontaux qui appartiennent de toute évidence aux « vieux basaltes »*. En effet, au Nord-Ouest, s'étend un très grand plateau qu'on peut suivre sur près de 13 km sur la rive droite de l'O. Tafedjak avant qu'il ne soit recouvert par le volcanisme récent du Manzaz. La grande coulée inclinée, longue de 8 km et souvent large d'1 à 1,5 km semble n'être qu'un lambeau incliné de ces plateaux découpés ici en lanière et se rattachant à l'ensemble des « vieux basaltes » horizontaux du Sud.

— *Cette coulée repose au SO sur le granite grossier désagrégé sur quelques mètres seulement* mais au NE, en remontant un petit affluent de l'O. Tessekinte, on remarque que le substratum change : il s'agit de migmatites (des anatexites ?) que l'altération, profonde de 15 à 20 mètres a transformées en une roche aussi tendre qu'une argile, entaillée par des bad lands. Cette observation confirme exactement celle faite à Timédouine [2]. Il s'agit bien d'une « crypto-altération » puisque nulle part, la régularité des coulées basaltiques ne paraît affectée par ces différences de décomposition des roches.

— *Enfin, comme à Timédouine, des sables quartzeux enrobés dans une argile rouge très abondante s'intercalent parfois entre le socle altéré et le basalte*, comme par exemple au Sud de la piste automobile. D'après une analyse au C.R.P.G. (Nancy) la fraction grossière comprend du quartz, mais aussi des feldspaths et même quelques biotites altérées (rayons X) et l'analyse thermopondérale, ajoutée à une analyse aux rayons X sur produit centrifugé à 38 000 tours, donne une très belle kaolinite. La courbe est si belle qu'on peut en tenter une estimation quantitative (Mlle Caillière) : 50 % de kaolinite, 30 % d'illite et environ 10 % de montmorillonite. Il faut aussitôt remarquer que les caractéristiques de ces deux sables rouges antébasaltiques se rapprochent beaucoup de celles des argiles à galets des « coulées de pente » et la question est très embarrassante, car les conditions ont dû être très voisines durant ces

1. La période de la « terrasse moyenne » au Quaternaire a été encore marquée par un alluvionnement important, mais limité aux vallées en amont de l'Efeni : 18 mètres sur l'O. Tileline, 20-22 mètres à l'extrême SO. Mais ces alluvions graveleuses et riches en feldspaths correspondant à des conditions nettement plus arides que les argiles rouges à galets.

2. On pourrait multiplier les exemples de cette altération différentielle sous les « vieux basaltes ». Par exemple l'O. Tileline en amont des gorges étroites en bordure du granite de l'Abarga, s'élargit sur environ 800 mètres dans une bande de migmatites très ravinées et altérées, puis en amont, creuse une gorge en trait de scie dans un autre granite très frais.

deux périodes. Mais ici l'étude morphologique permet d'être à peu près sûr des différences chronologiques et on peut préciser :

— que les deux gisements prébasaltiques contiennent des argiles presque essentiellement kaoliniques et illitiques, alors que sous les coulées de pente, la montmorillonite atteint 30 et 40 %, par suite de l'influence des altérations du basalte ;

— que dans les gisements pré-basaltiques, la granulométrie est très fine : argile et limons (base de Timédouine), argiles et sables alors que sous les coulées de pente, on trouve des galets, parfois même des lits de conglomérats qui prouvent un relief plus vigoureux.

La déformation des coulées de « vieux basaltes » se poursuit jusqu'a l'O. Tezaït, accentuée par la rencontre d'un accident NS jalonné de très nombreux « puys » :

En descendant la piste chamelière de l'O. Ansassarène à l'O. Tessekinte (Tabedouit) on observe les effets de cette déformation. En effet, en quittant l'O. Ansassarène on traverse un magnifique aplanissement granitique à 1 900 mètres, puis au niveau de deux petits cônes de scories, on entre à nouveau dans les trapps mais inclinés (alors qu'ils étaient horizontaux en amont) jusqu'à 1 860 mètres. Le socle réapparaît de 1 860 à 1 840 mètres, les trapps très érodés entre 1 840 et 1 820 et le socle jusqu'à 1 780 m. Cette descente de 120 mètres correspond au passage du filon de quartz (qui réapparaît au Nord) et à une série de petits volcans récents. Ensuite, les vieux basaltes marquent un long palier vers 1 780-1 770 mètres avant un nouveau ressaut de 35 mètres où la coulée est hachée de petits talus perpendiculaires à la pente (microfailles ?), puis deux autres ressauts, granitiques cette fois jusqu'à 1 710 mètres, au-dessus de l'O. Tessekinte. Cet oued est encore suivi vers l'aval par des mesas qui s'abaissent jusqu'à 1 600 mètres environ en bordure de la plaine d'Amensalane (cote 1 509), qu'elles dominent au Sud [1].

On peut faire les mêmes observations, mais moins spectaculaires le long de la piste automobile d'Idelès à Tazrouk qui utilise ces vieilles coulées déformées pour accéder à la surface sommitale. On retrouve la même alternance de panneaux de coulées inclinés, parfois tectonisés (mais moins spectaculaires car les empilements de coulées ne sont pas conservés) et de paliers granitiques comme la petite plaine du haut Tin Saouak (1 510 m), la région de Tamenzest (1 670 mètres) puis la haute vallée de l'O. Aoufarène (1 850 m) d'où l'on accède aux grands plateaux subhorizontaux qui s'élèvent extrêmement lentement ensuite jusqu'à l'Aleksod. Or, ici encore, cette zone de gradins serrés et de coulées déformées correspond à la fois au passage du filon de quartz (visible dans l'O. Aoufarène) et à une série de cônes de scories, dont le magnifique volcan du Tamenzest (1 875 mètres) avec son réseau régulier de « barrancos ». La dénivellation totale de 400 mètres (1 450-1 850) se produit sur une dizaine de kilomètres à vol d'oiseau (pente moyenne de 4 %). Cette pente a entraîné une érosion linéaire vigoureuse, proportionnelle au bassin de réception des oueds, allant du profond canyon du Tessekinte à la gorge étroite de l'Aoufarène ou même la vallée encaissée du tout petit O. Tin Saouak.

— *Enfin juste à l'Ouest de l'O. Tezaït,* une longue échine granitique, débarrassée de ses coulées, s'avance vers le NO, bien dégagée par l'érosion récente. Elle représente un beau relief « postvolcanique », dérivant de cette surface déformée qui transparaît encore dans la décroissance rapide des altitudes de cette crête de 1 650 à 1 550 mètres.

2) *AU NIVEAU DE L'O. TEZAIT, L'ACCIDENT SSO-NNE REJOINT LES ACCIDENTS SUBMÉRIDIENS DE L'ATAKOR ORIENTAL :*

LA CHAINE DE « PUYS » NORD-SUD DU RAMESSE A IDELÈS

Dès que les accidents de l'Oualadjane oriental réapparaissent sur le versant Nord sous la forme d'une grande fracture Nord-Sud, de petits cônes stromboliens s'alignent sur l'accident. Déjà dans une « fenêtre » de socle au confluent des O. Aï Mélène et Tesselsel un cône récent (et un autre plus démantelé) de 80 à 100 mètres de haut se localise sur la cassure. Puis, au Nord du Tassa n'Djena, les appareils se groupent en véritable chaîne [2]. Aussitôt le paysage change :

— *Au Sud les deux branches de l'O. Idoukal* serpentent entre des dalles lisses ou des boules de granite. Leurs larges vallées sableuses, accompagnées de terrasses sont à peine enfoncées de 10-20 mètres en contrebas de grandes mesas horizontales, détachées du Tassa n'Djena (2 120 m). Il s'agit de coulées de trapps avec exhumation de la surface pré-basaltique parfaitement aplanie sur les granites (Est) ou les migmatites (Ouest, où l'O. Esker s'évase plus largement).

1. Cette plaine granitique où les filons sont presque arasés, paraît être comme l'Efeni, un lambeau exhumé de la surface prébasaltique au pied de la flexure.

2. Le premier et le plus haut, le Ramesse, émet vers le Sud, une coulée qui recouvre la terrasse moyenne dans l'O. Idoukal ouan Mélène fournissant une donnée chronologique intéressante. On remarque que la terrasse moyenne est également couverte de scories, alors que la terrasse brune récente ne l'est jamais et recouvre au contraire ces projections stromboliennes. Plusieurs observations permettent de supposer que les éruptions remontent à la fin de la période de formation des sols noirs du dernier Pluvial frais.

— *Au niveau du Ramesse*, les coulées s'inclinent et de grands éléments de trapps avec 5-6 coulées superposées réapparaissent comme dans l'Atakor oriental tabulaire. Ils paraissent conservés dans cette région où la surface prébasaltique s'abaisse pourtant brutalement d'une trentaine de mètres, et conserve ensuite une pente notable. Une reprise d'érosion venue de l'Est (O. Tarouda) et surtout du Nord (O. Ansassarène) semble avoir réagi vigoureusement à cette déformation : les vallées deviennent brutalement d'étroites rainures à pente forte où la piste chamelière trouve difficilement à se faufiler. Mais cette érosion qui avait déjà entraîné certains réajustements (vestiges de vallées abandonnées) a été brutalement interrompue par les épanchements des coulées des puys qui ont comblé certaines vallées, coupant en particulier l'écoulement vers l'Est. La déformation tectonique semble avoir précédé l'éruption des petits cônes stromboliens.

Cette déformation semble avoir soulevé le compartiment Ouest qui porte la chaîne de « puys » à quelques dizaines de mètres plus haut que l'Admer et les trapps de la rive gauche de l'O. Tarouda paraissent dénivelés. Mais, la déformation la plus sensible est l'abaissement généralisé vers le Nord. Quand on suit la piste de l'O. Ansassarène, on traverse plusieurs lambeaux de trapps inclinés, séparés par des zones étroites où le socle réapparaît [1], exactement comme le long de la « flexure » SSO-NNE à laquelle on passe d'ailleurs insensiblement vers le Nord (fig. 107). Une déformation continue, par petits paliers, fait passer ainsi la surface sommitale à 2 050-2 070 mètres au Ramesse jusqu'à 1 600 mètres au Sud de la plaine d'Amensalane, soit une dénivellation de plus de 450 mètres en 15 km (pente moyenne de 3 %).

La série de cônes stromboliens Nord-Sud se continue d'ailleurs au pied de la flexure, à l'Est d'Idelès. L'accident NS se poursuit en effet à l'Est de la petite dépression d'Idelès par un alignement de cônes plus ou moins démantelés. Ceux-ci reposent sur des coulées de « vieux basaltes » gris bleuté, qui semblent déformées et mylonitisées selon un axe NS qui joint les cônes volcaniques. En effet :

— *D'une part, la piste chamelière d'Idelès vers la plaine de l'O. Tezaït recoupe des basaltes rendus « schisteux »* comme de l'ardoise, précisément dans l'alignement des cônes stromboliens.

— *D'autre part on constate que le socle, surmonté d'une seule coulée ancienne, affleure à l'Ouest d'Idelès alors que 3 ou 4 coulées superposées apparaissent à quelques dizaines de mètres en contrebas*, à l'Est de ces « mylonites », comme si une fracture avait abaissé le compartiment oriental. D'ailleurs des vestiges de « vieux basaltes » sur la rive gauche de l'O. Tezaït sont à 20-25 mètres plus bas que ceux des environs d'Idelès. Si cet accident était prouvé, il expliquerait la différence d'altitude entre les vallées d'Idelès et de Tezaït.

Au NE d'Idelès, cet axe NS rencontre l'accident « post-pharusien » SSE-NNO. Ce grand accident qui limite vers l'Est le massif de l'Atakor est une zone de mylonites, qui atteint plusieurs centaines de mètres de largeur (Tirehitine, Téhé n'Tsita) où sont encore conservés des lambeaux de Pharusien effondré [2]. Cette zone de faiblesse est totalement ignorée par l'hydrographie de la surface sommitale (Tazoulet) et les trapps reposent horizontalement sur l'accident (In Toukfissine). Or, à quelques kilomètres au Nord du Téhé n'Tsita (10 km environ), trois cônes stromboliens apparaissent sur cette zone mylonitisée, puis huit autres encadrent l'O. Tezaït. Ici toute une série d'observations permet de dater ces éruptions :

— *Sur la rive droite de l'O. Tezaït en aval de sa petite plaine* (au pied de l'échine granitique de Tidjatine), une coulée issue de ces volcans repose directement sur la terrasse graveleuse. Plus en amont l'oued traverse en « cluse » un dyke récent de basalte spongieux long de 50 mètres environ et monté à travers cette même terrasse graveleuse. Mais le basalte, sorti en fontaine de lave le long d'une fissure, est encore recouvert par la partie supérieure de la terrasse graveleuse et en observant la coupe de cette terrasse un peu en aval, sur la rive droite, on aperçoit, à quelques mètres du dyke, des scories litées (pendage de 30°) liées vraisemblablement à l'éruption, puis érodées et recouvertes par la terrasse. Cette éruption peut donc être parfaitement datée (fig. 117).

— *Un peu plus à l'Est, deux cônes de scories semblent très récents.* Dans le petit oued qui les sépare, une « coulée » scoriacée [3] recouvre les glacis, à peine entaillée de 20-30 cm par des rigoles actuelles. Vers l'aval, elle s'interstratifie dans les limons bruns de la terrasse récente qui datent du Post Néolitique.

1. La surface de base des trapps qui se situait vers 2 050-2 070 au Nord du Tassa n'Djena (au pied des mesas cotées 2 120 ou 2 126) s'est ainsi abaissé à moins de 1 950-1 920 mètres.

2. En effet, parmi ces mylonites prélevées sur la rive droite de la gorge de l'Oued Tezaït, se trouvent des schistes verts très finement lités, renfermant des minéraux caractéristiques d'un métamorphisme de faible intensité (chlorite, épidote, calcite, séricite) de la zone des micaschistes supérieurs, plus caractéristiques des roches pharusiennes que suggariennes (P. Giraud). Or M. Lelubre (1952 a, II, p. 22) pensait que des témoins isolés de Pharusien pouvaient subsister le long de cet accident puisqu'il avait découvert des phyllades entre Elounifi et Tazrouk.

3. Ces coulées très scoriacées sont formées d'un verre basaltique à refroidissement très rapide où les seuls éléments cristallisés sont des pyroxènes et des zéolites, situés dans une pâte vitreuse très riche en oxydes de fer (P. Giraud). La rapidité du refroidissement explique le très faible écoulement de cette lave. Ce genre de laves semble lié aux volcans perchés sur les reliefs tandis que ceux du piedmont ont des formes plus habituelles.

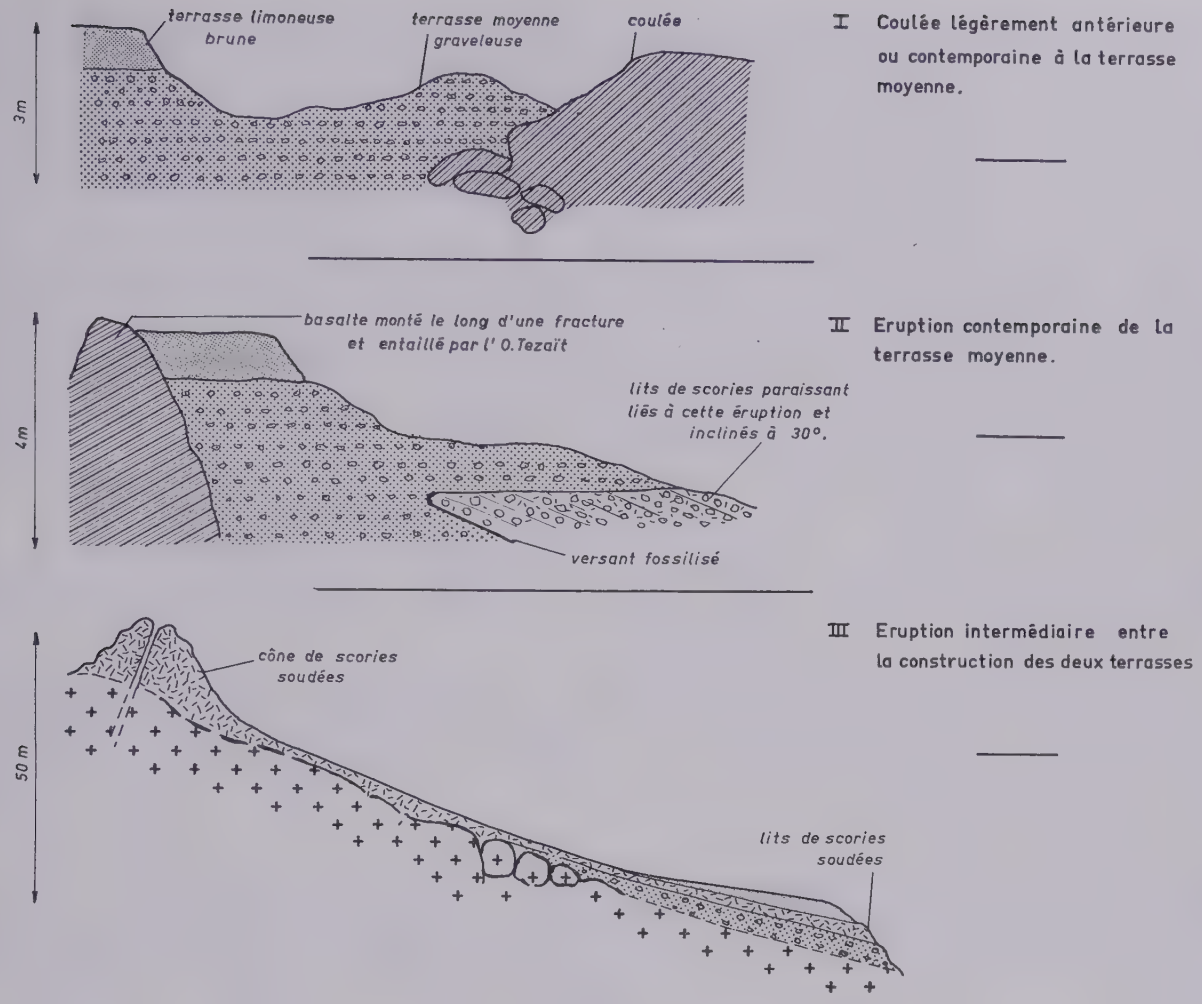


Fig. 117. — Exemples de datations des éruptions volcaniques récentes d'après les terrasses de l'O. Tezaït.

— *Enfin, dans le ravin suivant qui descend d'un cône de scories rougeâtres,* en déséquilibre sur le talus granitique [1], on trouve ces scories, alluviales ici, reposant sur 6-7 mètres de terrasse « moyenne » et sous deux mètres de limons bruns de la terrasse brune, ici superposée sur l'autre. Cette observation vérifiable en 3 ou 4 points avec toujours le même « banc » de 30 à 40 cm de scories tend à placer cette éruption pendant (ou à la fin) du Pluvial frais intermédiaire entre ces deux terrasses.

Ce volcanisme récent localisé sur l'accident post-pharusien, semble s'être échelonné entre la période de formation de la terrasse « moyenne » et celle de la terrasse récente. Il ne paraît pas en relation avec des mouvements tectoniques.

B. — LE RACCORD ENTRE L'ATAKOR ET LA PLAINE DE L'IGHARGHAR (fig. 118) :

1) *LA FLEXURE ET LES FAILLES DU NORD DE L'ALEKSOD.*

La pénéplaine et ses vieux trapps encore à 2 000-2 200 mètres au Nord de l'Aleksod, arrivent ainsi jusqu'à 10-12 km seulement des premières alvéoles en rapport avec le piedmont, à 1 500 mètres d'altitude (O. Istène, O. Tidehatine) : c'est la plus forte dénivellation entre l'Atakor et ses bordures.

1. La position en déséquilibre sur des pentes raides est très fréquente pour ces petits cônes localisés au hasard des fractures du socle, aussi bien dans la vallée de l'O. Tezaït, qu'à l'Ouest du Manzaz (Ikozrérène) ou sur les crêtes de cipolins dans l'Egéré.

Cette dénivellation a cependant été atténuée par l'érosion car, en avant du bastion volcanique de l'Aleksod, on trouve des lambeaux de trapps à 1 900 mètres entre les O. Tezaït et Istène, à 2 106 m et 2 000 mètres à l'Est de l'O. Istène ou à 2 115 dans l'In Bazzen et de hautes crêtes de quartzites atteignent encore 1 900 m (à l'Est de l'O. Istène) et 2 138 m (à l'amont de l'O. Tidehatine), à proximité des alvéoles creusées à 1 500 mètres. Ceci prouve bien que la surface sommitale s'étendait récemment encore très loin vers le Nord (10 km environ) et l'érosion récente n'a fait qu'exploiter les zones de roches moins résistantes entre les « môles » granitiques (Tidjatine) ou quartzitique (Arhioum par exemple) :

— Le plus bel exemple est fourni par *la haute vallée de l'O. Tidehatine* creusée à l'intérieur d'un périclinal formé par un empilement de 5-6 bancs de quartzites se refermant en cirque grandiose (*cf.* carte en couleurs hors texte). Ces quartzites bloquent le développement de l'érosion, limité à des gneiss peu résistants, et protège ainsi les trapps de l'Aleksod (alors qu'à l'Est l'O. Assakane-Timidouine y pénètre profondément).

— *La vallée de l'O. Istène* s'enfonce plus profondément que celle de Tidehatine en restant assez étroitement enserrée entre des crêts de quartzites NNO-SSE, mais ses affluents supérieurs démantèlent les trapps d'In Toukfissine en utilisant la zone de mylonites post-pharusiennes.

— Enfin *la haute vallée de l'O. Tezaït* s'élargit dans les mylonites ou les schistes verts très peu résistants mais s'arrête très vite en amont quand l'érosion rencontre les granites.

Or ces trois vallées existent depuis très longtemps. En effet on rencontre dans chacune d'elles, **des vestiges de « coulées de pente »** à un niveau très voisin des thalwegs actuels :

a) *Dans l'O. Tezaït* dont la vallée élargie s'enfonce jusqu'à 7 km à l'intérieur du massif, on constate que le fond est encombré par des vestiges de coulées, très nettement emboîtées dans la surface sommitale (plus de 80-100 mètres), sans être, pour autant, des coulées récentes. En particulier, sur la rive gauche, en aval des Tilmas (Ouan Her), on observe une belle coupe avec :

— Au sommet, une coulée de basalte gris assez dur.

— Au-dessous : 12 à 15 mètres de colluvionnement de plaquettes de schistes ferruginisés, accumulées en désordre à la base d'un ancien versant, mais mêlées à des galets et graviers de quartz et de basalte. Ces derniers ont été si altérés par la suite qu'ils s'effritent en poussière, mais ils prouvent bien que les grands épanchements des trapps avaient déjà eu lieu.

— A la base, on aperçoit une autre coulée plus ancienne, plus altérée, avec encore des boules de basalte frais d'un mètre de diamètre.

Or, les éléments détritiques pris entre les deux coulées sont enrobés dans une argile rouge [1] surtout sur les 4 à 5 mètres supérieurs et rappellent beaucoup les argiles à galets du piedmont de l'Efeni, associées également à des coulées de pente. Mais le grand intérêt de ces alluvions est de montrer que lors d'une phase d'érosion très active où les schistes, fortement érodés, fournissaient d'énormes masses de débris [2], l'érosion remontait déjà en vallées étroitement encaissées sur ce flanc Nord de l'Aleksod. Cela implique, dès l'époque « des coulées de pente » une rupture d'équilibre considérable par rapport à la période des trapps [3].

b) *On retrouve également des lambeaux, plus restreints de ces « coulées de pente » sur la rive gauche de l'O. Istène* jusqu'à 4 km en amont de sa plaine, dans la vallée envahie par une coulée récente emboîtée.

c) *A l'aval des O. Tagguiert et Tahagnert,* on trouve plusieurs vestiges de « coulées de pente » et sur la rive droite de l'O. Tahagnert, une coulée altérée à débit en boules, repose sur des alluvions rouge brun avec des galets principalement cristallophylliens (environ 70 % de gneiss très émoussés et ferruginisés dans toute leur masse, 30 % de quartz intacts et anguleux). Ces alluvions épaisses de 2 m rappellent tout à fait celles de l'O. Tezaït.

Ces observations montrent que **cette grande dénivellation est ancienne et que les premières entailles de vallées remontent sans doute au Tertiaire,** en fonction des toutes premières déformations qui ont affecté l'ensemble du bourrelet du centre du Hoggar.

Cette bordure a encore été affectée par une phase tectonique récente. En effet, s'il est difficile de retrouver les traces des plus anciens mouvements, on remarque cependant des indices de tectonique plus récente suivant une orientation ONO-ESE qui est l'axe du Manzaz :

En effet, toutes les vallées précédentes (Tezaït, Istène ou Tidehatine) présentent des alvéoles élargies

1. L'étude au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) indique 40 % de montmorillonite, 40 % d'illite et 20 % de kaolinite.

2. A environ 1 km en amont, au-dessus des Tilmas d'Ouan Her, les mêmes coulées sont conservées mais l'alluvionnement est constitué d'arènes de quartz et de feldspaths à matrice argileuse grisâtre, au pied d'un versant granitique. Cette variété de faciès en fonction des roches du versant paraît justifier le terme de colluvionnement.

3. En effet, ces coulées emboîtées se situent entre 1 560 (aval d'Ouan Her) et 1 600 mètres, alors que sur la rive gauche, la piste chamelière rejoint la surface sommitale (au Téhé Tassahadène) à 1 700-1 720 mètres où l'on trouve divers lambeaux de « vieux basaltes » sub-horizontaux qui, vers le haut O. Aoufarène deviennent des trapps.

vers 1 500 mètres dans des gneiss à muscovite qui se débitent en fines plaquettes. Puis vers l'aval, sans que la roche ait apparemment changé, ces vallées s'enfoncent dans des gorges, envahies, très récemment, par les coulées issues des cônes stromboliens. Or, ces gorges débouchent d'un seul coup dans l'immense plaine du Telohat (1 300 mètres) où le grand oued sablonneux est environné de très grands glacis réguliers recoupant des gneiss et cipolins parfaitement arasés et couverts de regs de quartz (95 % des débris). Le contraste est étonnant entre les reliefs accidentés entourant les petites plaines suspendues et cette topographie qui dénote une évolution extrêmement poussée. Or, le contact des deux paysages s'effectue suivant une droite presque parfaite ONO-ESE (XVIII-XXIV, n° 308) que l'O. Teholat suit fidèlement à faible distance alors que toutes les directions structurales, au Sud et au Nord, sont Nord-Sud .En fait, la carte hors-texte en couleurs montre que l'O. Telohat est strictement adapté à un fossé qui semble remonter à l'époque des plissements suggariens puisqu'à l'Est les crêtes de quartzites s'incurvent selon cette direction (Alous ouan Ouf Ahakit) et que les cipolins et gneiss qui encadrent l'O. Telohat ont aussi cette direction. Ce fossé large de 3 km est bordé par deux failles, mylonitisées et parfois resilicifiées. Celle du Sud qui se prolonge sur des dizaines de kilomètres vers le Serkout a encore rejoué après la mise en place des granites intrusifs puisqu'elle dénivelle (avec décrochement) le massif du Tesselit tan Soulèye. Il est difficile de dire si elle a rejoué postérieurement, mais il faut remarquer :

— *L'étonnant contraste topographique à son contact.*

— *L'impossibilité d'admettre un talus de ligne de faille* puisque les orientations de plis qui pourraient expliquer un arrêt de l'érosion selon une direction ONO-ESE sont précisément au Nord dans le compartiment arasé. Au contraire, au Sud, les orientations NS n'auraient jamais dû donner un talus presque perpendiculaire et si rectiligne. D'autre part, l'hypothèse d'un arrêt sur une ligne de silicification est exclue ; de petites silicifications apparaissent en 3 ou 4 points (XVIII-XXIV 307), sur des longueurs de 1-2 km et donnent seulement de très fines crêtes isolées.

— On peut remarquer aussi qu'à *l'Est, c'est selon cette grande fracture que s'est faite la différenciation récente entre la Tourha au Nord où, excepté une arête de quartzite, les altitudes avoisinent* 1 800 *mètres, et l'Aleksod,* au Sud, où, dès le passage de cette fracture, on trouve des cotes d'altitude à plus de 2 000 mètres (2 008, 2 061). Ces altitudes se situent dans des gneiss peu résistants et des amphibolites, alors que les énormes barres de quartzites situées juste au Nord de l'accident atteignent entre 1 800 et 1 919 mètres. Il ne peut donc pas s'agir d'érosion différentielle d'autant plus qu'ici encore, les roches qui pourraient justifier cette orientation du talus se situent en contrebas au Nord de la ligne de faille tandis que l'abrupt est au Sud dans des roches orientées Nord-Sud.

Il ne paraît pas faire de doute, par conséquent, que **l'Atakor et l'Aleksod ont été relevés d'environ 200 mètres au moins par rapport à la Tourha à une époque récente.** Cette même faille a aussi abaissé la plaine du Telohat (1 300 m) d'environ 200 mètres par rapport aux alvéoles des oueds de la bordure Nord (1 500 mètres).

La bordure Nord de l'Aleksod est d'ailleurs hachée de petites failles parallèles à ce grand accident. On peut en repérer plusieurs sur photos aériennes, parfois accompagnées d'une petite dénivellation (par exemple à 3 km au Sud de l'Arhioum). La plus belle, examinée sur le terrain en compagnie de R. Capot-Rey ferme au Nord, la plaine d'Istène :

— La plaine d'Istène s'est développée par l'extension de pédiments taillés dans des gneiss qui se débitent en petits fragments (5-10 cm). Or, tandis que rien ne la limite au Nord, cette alvéole est drainée vers l'Ouest par l'O. Istène qui décrit un coude de 90° pour s'enfoncer dans une gorge perpendiculaire aux plis et encombrée de coulées volcaniques subactuelles (carte hors texte). Au Nord, on est brutalement arrêté par le passage de la plaine à des ravinements torrentiels extrêmement vigoureux où de petites vallées se terminent presque en « bouts du monde » dans ces gneiss qui se désagrègent très facilement en fines plaquettes.

— Or, cette zone de reprise d'érosion est marquée sur près de 10 km selon une ligne ONO-ESE par un talus brutal d'environ 80 mètres, violemment raviné et jalonné par deux cônes de scories très récents [1] exactement situés sur l'abrupt et ayant émis des coulées de vallées vers le Nord. *La liaison de ce volcanisme et d'un accident tectonique paraît ici indéniable.*

CONCLUSION : IMPORTANCE DE LA TECTONIQUE AU NORD DE L'ALEKSOD

Pour des raisons qui dépassent le cadre de cette région (*Cf.* p. 445) il semble qu'il faille distinguer ici deux phases tectoniques :

a) *Les entailles de vallées déjà très profondes à l'époque des coulées de pente sont la réponse de l'érosion à une déformation OSO-ENE* encore marquée par les grandes fractures qui hachent au Nord, le Talla

1. En particulier le cône coté 1 628 dont les bombes très fraîches recouvrent les versants et les glacis sub-actuels jusqu'à plus de 1 km et reposent sur la terrasse post-néolithique.

Mellet, pratiquement séparé de la Tourha. C'est le recul de cette première « vague » d'érosion (probablement mi-Tertiaire) qui a dégagé le synclinal perché de quartzites de l'Erha (1 600 mètres) et aplani la plaine du Telohat [1]

b) *Plus récemment, la bordure Nord de l'Aleksod a été affectée — et « rajeunie » — par le jeu de l'accident ONO-ESE accompagné de fractures parallèles plus petites.* Ces failles ont créé là les pentes les plus fortes de toutes les bordures de l'Atakor et accentué la dénivellation entre Tourha (Tala Mellet) et le bourrelet central. Mais cet accident, long d'une centaine de kilomètres, a aussi donné naissance, vers l'Ouest, au volcanisme du Manzaz.

2) *LE VOLCANISME RÉCENT DU MANZAZ* (fig. 118) :

Le Manzaz présente un magnifique paysage de cônes stromboliens — une centaine — entourés de vastes « cheires » parfaitement conservés. Cependant, il existe des **différences d'aspect** entre un si grand nombre d'appareils :

— *Certains sont si récents qu'ils ont conservé des pentes d'équilibre très fortes,* voisines de talus d'éboulis, avec parfois encore des traînées de cendres noirâtres qui ressemblent à de la suie. Leur entonnoir n'a pas été ébréché et souvent ces cônes n'ont guère émis de coulée et sont des manifestations ultimes en bordure d'appareils un peu plus importants.

— *En effet, il existe des appareils qui atteignent* 100-150 *mètres,* qui se marquent sur la carte IGN par les cotes supérieures à 1 600-1 650 mètres (1 636, 1 623 ou encore 1 623 autour d'Ouksem, 1 701 au SO d'Idelès, 1 660 à l'E. d'Idelès, etc.). Ces cônes plus élevés ont dû fonctionner plus longtemps, mais ils donnent l'impression, souvent, d'être un peu plus anciens : l'ablation des éléments plus fins fait parfois apparaître une armature plus solide de « *scories soudées* » [2] ou la structure stratifiée à double pente (vers l'intérieur et vers l'extérieur de l'entonnoir), tandis qu'au débouché des barrancos, s'étalent de petits cônes de lapillis remaniés. Ces appareils sont à l'origine des coulées les plus importantes et les plus nombreuses : la coulée issue du 1 623 le long de l'O. Tissenaouine atteint près de 20 km et le volcan 1 701 à l'Ouest d'Idelès paraît être l'origine de 5 ou 6 coulées divergentes. En certains points, des coulées de lave émises sans un délai suffisant pour l'échappement des gaz ou bien très vite refroidies (au contact d'un marais ?) forment des champs étendus de « *hornitos* », sortes de boursouflements scoriacés hauts de quelques mètres mais très denses.

Dans quelques cas la pression des gaz s'est manifestée de façon violente, par une explosion importante. Celles-ci ont parfois mis fin à l'éruption strombolienne (par exemple pour deux entonnoirs d'explosion au Nord de l'Ouksem) ou ont créé de petites caldeiras presque sans activité effusive :

— *Le plus spectaculaire est l'Ouksem,* formé de deux cratères accolés (500 m de diamètre) ouverts dans une « fenêtre » de socle apparaissant au milieu du Manzaz. Ses parois formées aux 2/3 de granite, puis de projections stratifiées s'élèvent verticalement de 130 à 250 mètres suivant les bordures, presque sans ensablement ni éboulis à leur base, ce qui fait supposer une explosion très récente.

— *A 15 km au Nord d'Hirafok,* s'enfonce une caldeira plus large mais moins profonde (50 mètres) avec également deux cratères accolés. Les coupes sur les parois indiquent aussi l'existence de cendres stratifiées reposant sur une coulée de basalte, puis un socle de gneiss, tranchés à l'emporte-pièce.

— *Enfin le plus curieux est le Gararet* à 6 km au S d'Idelès, dont les flancs sont entièrement volcaniques (empilement de basaltes). Il semble avoir succédé à un volcan ayant émis une longue coulée dans l'axe de la plaine d'Idelés. Mais l'explosion aurait détruit cet appareil, remplacé par des accumulations de bombes de scories et des débris de roche englobés dans un ciment carbonaté blanchâtre [3] et grossièrement stratifié. Ce cratère paraît plus ancien, car il a été rempli par un lac lors du dernier Pluvial frais [4].

Cette faible importance des phénomènes explosifs différencie le Manzaz d'un autre massif d'activité strombolienne, l'Égéré tan Settefen au Nord de la Tourha, où existent de nombreuses et vastes caldeiras dont celle de Tissemt où ont existé des sources riches en sel gemme (NaCl), origine des célèbres salines. Dans l'Ouksem existe encore une source intermittente qui apporte du bicarbonate de soude (natron, « ouksem » en tamahaq) [5].

1. Au Nord de ces accidents OSO-ENE, la plaine d'Issekakatène se situe seulement à 1 160 mètres soit 140 mètres plus bas que celle de Telohat, mais cette dénivellation n'est pas due à un rejeu de cette faille. Elle s'explique par les barrages volcaniques successifs qui ont arrêté la remontée de l'érosion à l'Ouest de l'Erha.

2. Suivant les variations d'activité du volcan, on peut avoir plusieurs carapaces de « scories soudées » (émission de bombes plus chaudes arrivant visqueuses au sol) séparées par des projections meubles. L'érosion dégage alors des carapaces successives à partir de la base, comme des écorces successives d'un dôme granitique.

3. Ce ciment fait vivement effervescence à l'acide. Il est constitué de 91 % de calcaire total selon une analyse faite au Laboratoire de l'Hydraulique d'Alger.

4. P. Quezel et C. Martinez (1958-59) ont trouvé des pollens méditerranéens dans les boues calcaires de cet ancien lac que j'avais prélevées.

5. C'est le seul « trou au natron » du Hoggar, avec une forme très originale de désagrégation actuelle des granites par le natron (P. Rognon, 1963 a).

Ces éruptions s'échelonnent dans le temps depuis la période de formation de la terrasse « moyenne ». En effet on trouve des coulées ou des scories interstratifiées dans cette terrasse, grâce aux coupes des puits d'Idelès (à l'École en particulier) ou le long de l'O. In Élegui (Est d'Ouksem). D'autres coulées reposent sur cette terrasse (à l'Ouest des jardins d'Idelès) et, dans les puits du Tin Saouak (Est d'Idelès), des lits de scories s'interstratifient dans les sols limoneux du Pluvial récent. Enfin certains cônes sont même postérieurs à la terrasse post-Néolithique et n'ont guère plus de quelques siècles. On retrouve exactement les mêmes conclusions que pour les volcans récents de la haute Koudia ou du flanc Nord de l'Aleksod. Pour ces derniers, cela n'a rien d'étonnant puisqu'il s'agit du même accident. En effet le plus grand nombre de cônes se situent sur la prolongation de la grande fracture ONO-ESE du Sud de l'O. Teholat (environ 36 sur 110 cônes) et celle-ci marque une limite brutale entre les deux paysages typiquement différents du Manzaz :

— *Au Sud des plaines couvertes de laves noirâtres et monotones* à des altitudes voisines de 1 450 m.

— *Au Nord, des dizaines de coulées de vallées plus ou moins canalisées entre des reliefs de socle,* sur une topographie en pente sensible s'abaissant de 1 500 à 1 100 mètres en une vingtaine de kilomètres.

Fig. 118. — Le volcanisme récent du Manzaz et le raccord entre l'Atakor et la plaine de l'Igharhgar : 1 - crêtes de schistes cristallins ; 2 - migmatites ; 3 - granite (non différencié ici) ; 4 - relief granitique notable ; 5 - coulées basaltiques anciennes ; 6 - coulées de pente (quand elles peuvent être prouvées) ; 7 - champs de lave récente ; 8 - cônes stromboliens ; 9 - champ d'hornitos ; 10 - cratère d'explosion ; 11 - dénivellation importante (plus de 80-100 mètres) ; 12 - fracture. Abréviations : T.S. = Tin Saouak, T.T. = O. Tan Tardja, G = Gararet, A.E. = Assemdi n'Eyesse.

LES CHAMPS DE LAVE DU MANZAZ MÉRIDIONAL

En dehors des grandes vallées de l'Ouest (O. Hirafok, O. Azoum) ou de l'Est (O. Tafedjak, O. Idelès) s'étend une zone de 12 à 15 km de diamètre d'une planitude presque parfaite. Cette absence de pente, ajoutée à la perméabilité des laves a localisé là la seule zone aréïque de l'Atakor. Les légers creux

existant entre les coulées ont été comblés par des cendres ou des limons d'altération enlevés sur les cônes environnants et répandus par le ruissellement dans les « *itrarène* » (singulier = atrar). Ce sont de vastes étendues d'éléments argilo-limoneux, totalement dépourvues de végétation et atteignant plusieurs centaines de mètres de diamètre. Pourtant cette parfaite horizontalité n'est pas un fidèle reflet de la topographie antérieure à ces épanchements de basalte très récents, car cette topographie était parsemée de mesas découpées dans les basaltes antérieurs. En effet, la surface prévolcanique qui est plus ou moins exhumée dans les plaines des O. Tafedjak, Tizoumène ou Hedjidj était très régulière et et en aucun point, les gneiss granitisés à l'Ouest ou mélés de cipolins et d'amphibolite à l'Est (O. Tafedjak) ne dépassent la surface des coulées. Pourtant, les « vieux basaltes » avaient déjà été entaillés jusqu'à leur base avant les épanchements récents et l'on retrouve ici, comme dans l'Atakor, l'épisode des « coulées de pente » :

— *Sur la rive gauche de l'O. Tafedjak,* on remarque des mesas perchées à 20-30 mètres (au SE et SO du cône 1 623) et reposant sur des migmatites très altérées, qui paraissent des lambeaux de cette vieille surface. Mais en contrebas, d'autres coulées érodées vers 15-20 mètres sont bien antérieures aux épanchements du Manzaz.

— On peut en avoir une confirmation *dans le haut O. In Amertek* qui n'a pas été envahi par les coulées récentes. La grande mesa à l'Ouest de l'inselberg 1 652 repose horizontalement sur un granite désagrégé et décoloré sur 10-12 mètres avec 1 à 2 mètres de sol argileux rouge vers le haut (arène quartzeuse). Cette mesa correspond, au Sud de l'oued, à un immense plateau où subsistent deux ou trois coulées très anciennes avec des niveaux argileux [1], qui font penser à des vestiges de trapps. Or, en contrebas de ces grands éléments de la vieille surface, est emboîtée une « coulée de pente », nettement inclinée (rive droite de l'oued) et longue de 7 km. Cette coulée repose sur des sables feldspathiques, plus ou moins rubéfiés et contenant dans leur fraction argileuse 100 % de montmorillonite, sans doute par érosion des niveaux altérés des vieux basaltes.

Le volcanisme récent du Manzaz n'est donc pas la première manifestation volcanique dans cette région qui, auparavant, appartenait au flanc Nord de l'Atakor. Jusque là, la timidité de l'érosion tertiaire n'avait pas permis de grands creusements, mais seulement l'exhumation locale de la vieille surface et les faibles dénivellations (20-25 mètres) ont été totalement comblées par les laves récentes. Il y a cependant des exceptions :

— *Au Sud,* où les grands plateaux des environs d'Hirafok appartiennent tous aux « vieux basaltes » qui se redressent vers l'Atakor (1 550 et plus), troués de petites alvéoles de dégradation lente sur l'O. Hedjidj.

— *A l'Ouest,* où des coulées récentes issues de cônes assez peu denses [2] n'ont pas pu empêcher les oueds d'élargir leurs hautes vallées dans le socle exhumé (Tabhaout). Une certaine pente des coulées anciennes depuis les Itrarène (1 500 mètres) vers l'Ouest (1 450 m), c'est-à-dire vers la gouttière entre Atakor et Tefedest, a pu favoriser cette érosion plus active.

— *Enfin tout à l'Est,* la dépression de l'O. Idelès nous offre l'exemple le plus remarquable de cette concurrence entre l' « ennoyage » par les coulées et l'érosion, due ici à un des grands oueds de l'Atakor. Celui-ci, encadré par une douzaine de volcans, en amont d'un seuil structural dans un granite dur n'a pu empêcher un exhaussement considérable de sa vallée envahie par des coulées venues du Sud, de l'Ouest, de l'Est et même du Nord. Mais chaque fois, il a retrouvé son cours et repris le creusement. En effet, juste au Nord, la topographie s'abaisse brusquement et a favorisé cette tendance au creusement.

LES COULÉES DE VALLÉES DU MANZAZ SEPTENTRIONAL

Les plaines noirâtres s'interrompent brusquement vers le Nord d'abord par la concentration des cônes en groupes plus denses (Ahan Akaouil, SO de l'Ouksem, haut O. Tessenaouine, Ikozerarène) puis aussitôt au Nord par l'apparition de nombreuses « fenêtres » de socle en pente vers le Nord : Taderaze, environs de l'Ouksem, les Tahort, haut O. In Amertek :

Le socle réapparaît ici parce que la pente s'accentue brusquement et favorise l'érosion : même sur des oueds infimes, envahis par 3 ou 4 coulées, l'érosion reprend sans cesse le dessus à cause de la raideur des pentes. Le cas le plus frappant est celui de l'O. Taharakit qui naît sur cette bordure et a été gêné par des coulées venues de l'Est qui ont chaque fois envahi sa vallée en le repoussant vers l'Ouest dans les migmatites. Comme l'oued avait chaque fois recreusé sa vallée entre-temps, les coulées s'étagent de plus en plus récentes vers l'Ouest, entre 1 335-40 et 1 300 mètres et l'oued actuel coule à 1 290 mètres.

Les « coulées anciennes » sont déformées dans ce secteur. Ainsi l'important lambeau de « vieux basaltes » qui reste subhorizontal à 15-20 mètres au-dessus de l'O. Tafedjak sur sa rive droite dans tout le Manzaz méridional, est brusquement interrompu et disloqué au niveau des volcans au SE d'Ouksem et l'on ne retrouve que des mesas isolées à 100 mètres plus bas autour de l'Ouksem. En plusieurs points, ces « basaltes anciens » horizontaux jusqu'à la tête des petits oueds qui naissent sur ce talus, se terminent

1. Cette argile grise contient 90 % de montmorillonite et 10 % de kaolinite (Lab. Géol., Strasbourg).

2. En effet, les cônes sont plus denses dans le Manzaz oriental où aboutissent les 3 directions tectoniques du flanc Nord de l'Atakor, que vers l'Ouest.

par des corniches bien dégagées par l'érosion (SE de l'O. Taharakit, SO de l'O. Tessenaouine, Est de l'O. Aliminou). Plus à l'Est, au NE d'Ahan Akaouil, ces plateaux s'éboulent en corniche à 1 400 mètres et reprennent semble-t-il, 5 km plus au Nord, très horizontaux à 1 300 mètres de part et autre de l'O. Imrak.

Les « coulées de pente » sont ici nettement plus emboitées qu'ailleurs dans le Manzaz :

— *A Tin Founès sur l'O. Idelès,* deux coulées superposées reposant sur un socle rubéfié et désagrégé sur 7 à 8 mètres, se situent à 60-65 mètres au-dessus de l'oued et représentent, sans doute, les « vieux basaltes » (rive droite). Sur la rive gauche à 20-25 mètres plus bas, se situent des mesas d'une coulée mince, à débit en boules, qui reposent sur des sables rouges et des gneiss très peu altérés (coulée de pente). Enfin, encore sur la rive gauche, on observe une coulée plus récente, mais antérieure à la terrasse « moyenne ».

— *Au puits de Tamoudahat,* on rencontre au Nord une mesa perchée à 75 mètres et reposant sur des migmatites altérées sur plus de 15 mètres (coloration rouge ou jaune). Très légèrement inclinée, cette mesa semble représenter les « vieux basaltes » à 1 150 mètres d'altitude. En contrebas de 10-15 mètres, une coulée massive repose sur des conglomérats de galets surtout de quartz mais aussi de quartzites et de migmatites roses assez bien émoussés (certains galets sont ferruginisés). Cette coulée représenterait une première « coulée de pente ». Deux autres (au SO et à l'Est) se situent vers 15-18 mètres et une autre coulée vers 5-6 mètres plonge sous le niveau de l'oued vers l'aval.

La persistance de l'érosion linéaire le long de ce talus semble donc remonter assez loin dans le temps et explique le dégagement de petits inselbergs « post-basaltiques » comme les crêtes de quartzites à l'Ouest de Tin Founès, de cipolins à l'Ouest de Tamoudahat ou de migmatites mélanocrate au NNO de l'Hassi Taharakit (cote 1 348). On peut citer aussi les petits inselbergs granitiques de Tahort, hauts de 25-30 mètres, en contrebas des coulées « anciennes » (NO de l'Ouksem).

Cette érosion semble s'être accentuée récemment avec le développement d'un très grand nombre de petits oueds qui naissent directement sur ce talus (O. Taharakit, O. Tessenaouine, O. In Elegui, O. Imrak) tandis que les grands oueds s'enfoncent en gorges profondes avec des ruptures de pentes importantes. Or rien dans la structure ne paraît justifier ces dénivellations brutales puisque au Sud affleurent des granites (O. Taharakit, Ouksem) puis des gneiss granitisés et des cipolins NS et à nouveau des granites (Taderaze) et, au Nord, des migmatites (Ouest) puis des gneiss et quartzites Nord-Sud. Pourtant, juste dans l'axe de l'accident ONO-ESE de l'O. Teholat, on peut suivre deux ou trois filons de quartz bien visibles dans les fenêtres de socle, accompagnés d'un faisceau de diaclases et fractures parallèles autour de l'Ouksem [1]. Ce faisceau s'amplifie à l'Ouest dans la chaîne granitique d'Ikozerarène toujours dans le même axe [2]. Les filons de quartz sont trop minces et trop discontinus pour créer une barrière expliquant ce ressaut et aucun talus ne s'arrête selon une ligne de diaclases particulière. Par contre, **la coïncidence entre ces accidents du socle, l'alignement des cônes volcaniques, la déformation des vieilles coulées basaltiques et l'intense reprise d'érosion est frappante. Elle oblige à accorder plutot créance à l'hypothèse tectonique,** d'autant plus que ce curieux talus s'arrête exactement au niveau de deux axes de mylonites très importants :

— *A l'Ouest le Manzaz s'arrête brutalement au niveau de l'accident « Ouest Atakor »* le long duquel s'alignent cinq cônes en équilibre instable sur la chaîne d'Ikozerarène, puis le cône 1 541 plus au Sud. Cet accident ne paraît pas avoir rejoué, mais a bloqué brutalement le volcanisme et la déformation : aucun cône ne paraît plus vers l'Ouest où la topographie d'inselbergs ne semble plus s'organiser en fonction d'un talus ONO-ESE.

— *A l'Est, le Manzaz a pour limite un talus topographique grossièrement méridien* qui correspond à la prolongation des accidents NS et SSE-NNO. Deux ou trois petits cônes seulement se trouvent plus à l'Est (en dehors de ceux de l'accident du Nord de l'Aleksod).

CET ACCIDENT ONO-ESE, ENTRE DEUX AXES EXTRÊMEMENT IMPORTANTS DE LA TECTONIQUE DU HOGGAR, SEMBLE DONC AVOIR REJOUÉ RÉCEMMENT, ACCOMPAGNÉ PAR LE VOLCANISME STROMBOLIEN DU MANZAZ. Mais comme aucune faille franche ne peut être mise en évidence, on est ramené à cette hypothèse d'une déformation à fort rayon de courbure (flexure), envisagée déjà sur le flanc Sud. Ces déformations curieuses semble bien définir le « style » tectonique de l'Atakor aussi bien sur son flanc Sud (volcanisme acide) que septentrional (volcanisme basaltique).

1. Au Nord de l'Ouksem, le filon de quartz marque une brusque dénivellation (30-35 mètres) des plateaux de « vieux basaltes » horizontaux.

2. C'est une direction aberrante dans ce granite et elle ne se retrouve pas ailleurs vers la Tefedest.

III. — ESSAI DE CLASSEMENT CHRONOLOGIQUE DE CES MOUVEMENTS TECTONIQUES SUCCESSIFS.

Cet examen des manifestations volcaniques et tectoniques sur les bordures de l'Atakor apporte un certain nombre de présomptions sur les mécanismes de ce bombement, mais la preuve essentielle reste l'existence des sédiments de Tiréhitine-Téhé n'Tsita à près de 2 000 mètres sur la surface sommitale. L'impression qui se dégage est celle d'une succession complexe de mouvements d'origines différentes, mais bien des points s'éclairent si l'on élargit le cadre du raisonnement à des comparaisons avec les autres massifs tectoniques du Sahara central, d'âge également post-crétacé. On peut penser que l'édification du massif de l'Atakor s'est faite en trois phases principales :

A. — L'APPARITION DU BOURRELET OSO-ENE

1) *LES TRACES DE CE PREMIER MOUVEMENT TECTONIQUE NE SONT NETTES QUE SUR LE VERSANT NORD* où des séries de fractures de 20 à 25 km de longueur, parallèles, se groupent par 2 ou 3. Ces fractures décrochent, à l'Ouest, le grand « accident-discordance » Nord-Sud et sont donc bien postérieures aux orogénies précambriennes. Puis on les trouve dans la gouttière entre Tefedest et Atakor (région d'Igmatène) et au contact entre la Tourha et l'Aleksod (flanc Nord de l'Aleksod, Tala Mellet). Or, si l'on prolonge cet accident, le long de la limite Nord du bourrelet, on peut faire les observations suivantes :

— *Vers l'E-NE, cet accident affecte les grès de Serouenout et plus particulièrement la série de l'Imadouezène,* inclinée certainement par des déformations tectoniques, sur le flanc Nord du bourrelet. Au SE de l'Amadror, J.M. Rémy a étudié un important pluto-volcanisme dont il fait remonter l'origine précisément à la fin du Crétacé [1]. Plus à l'Est, toujours selon cette direction, on trouve le massif volcanique, plus récent, de l'Adrar et on constate que la seule région où les grès primaires sont affectés par des directions OSO-ENE est précisément la bordure Nord de l'Adrar où un faisceau très dense de ces fractures s'aligne avec celui du Nord de l'Atakor et recoupe les directions méridiennes. Tout semble prouver que cette direction est postérieure non seulement à la sédimentation, mais à la tectonique du Primaire. D'ailleurs au Nord de cet axe, on observe aussi quelques fractures, parallèles à cette direction OSO-ENE et affectant le Continental intercalaire de Serouenout. L'âge post-crétacé de cette direction semble prouvé ici également.

— *La continuation de ce bourrelet est moins évidente vers l'Ouest,* au-delà du grand accident N-S, à cause de la stabilité beaucoup plus grande du socle dans le Tanezrouft. On remarque cependant une dorsale rocheuse échappant légèrement à l'alluvionnement entre les énormes regs drainés par les oueds Tekouiat au Nord et Amded au Sud. Cette dorsale extrêmement peu marquée fait apparaître des gneiss, amphibolites et quartzites parfaitement arasés ; elle ne semble pas être un interfluve ordinaire, vu son orientation rectiligne OSO-ENE et, d'autre part, la rigidité du tracé de l'O. Amded fait soupçonner une direction de ligne de faille. A peu près sur cet axe, on observe également, les cratères d'explosion d'Iheri (Ouest de la Tahalra) et à l'extrême Ouest du Tanezrouft, quelques petits volcans reposant sur les grès tassiliens de Timissao (M. Lelubre, 1952 a, II, p. 323). La mise en évidence de ce grand axe OSO-ENE permet de rattacher à l'ensemble, ces traces énigmatiques de volcanisme récent [2].

2) *LE LONG DE CET AXE IL EST DONC IMPOSSIBLE DE METTRE EN ÉVIDENCE UN ACCIDENT CONTINU DU TYPE FRACTURE,* mais des faisceaux discontinus, longs chaque fois de quelques dizaines de kilomètres. Ces caractères font plutôt penser à une flexure. D'autre part, ces faisceaux successifs ne sont pas exactement dans le même alignement mais décalés tantôt vers le Nord, tantôt vers le Sud par rapport à une ligne rigoureuse. Cela s'explique facilement car lorsqu'il y a eu changement de trame tectonique : « il ne peut y avoir indépendance des deux types de déformation. Les ondulations préexistantes guident partiellement les failles, même lorsqu'elles les recoupent » (A. Cailleux et J. Tricart, 1957, p. 86). Des redans apparaissent automatiquement dans les nouvelles directions à la traversée des anciens axes. C'est exactement ce que nous observons ici.

Or, cette flexure appelle aussitôt une comparaison avec le style tectonique du Tibesti. En effet, la grande flexure qui sert d'axe majeur au massif volcanique est ici NO-SE et elle limite, au Sud, l'extension des grès de Nubie qui se seraient accumulés au pied d'une paléo-falaise tassilienne à la suite d'une première surrection hercynienne. Or, au Hoggar, le Continental de Serouenout, qui doit

1. J.M. Rémy (1959), admet d'ailleurs ici un gauchissement post-continental intercalaire de 600 mètres en 60 km selon cette direction.

2. Plus à l'Ouest encore, cette direction limite au Sud le bassin de Continental intercalaire du Tanezrouft occidental, qui s'avance au contraire en golfe dans l'axe de l'O. Tekouiat (Carte B.R.G.M. 1/500 000).

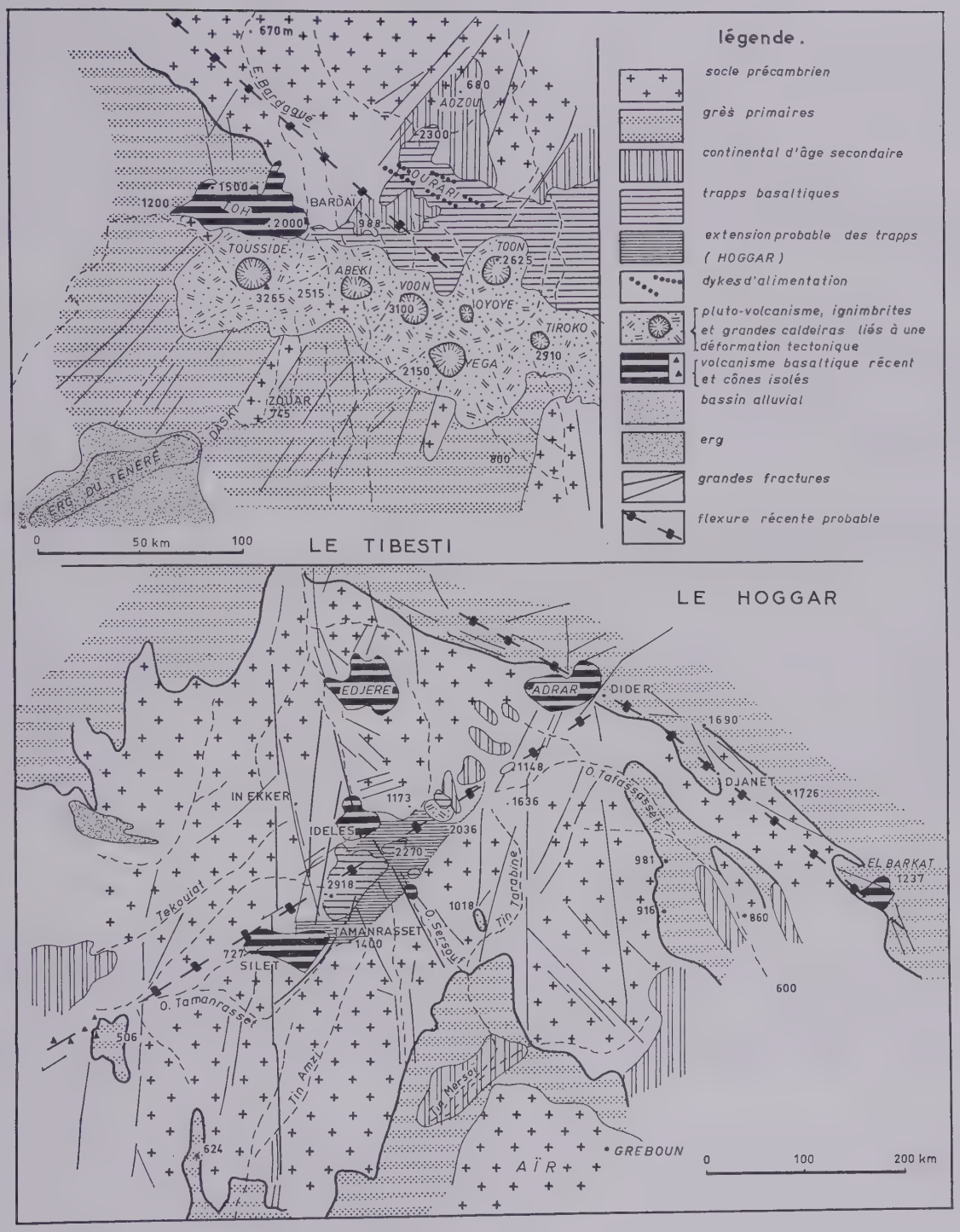


Fig. 119. — Essai de comparaison des influences tectoniques au Hoggar et au Tibesti central et occidental.

être plus ou moins l'équivalent des grès de Nubie [1], affleure aussi au Nord de cette éventuelle flexure et à l'Est de la zone soulevée au Primaire (Tefedest, Tourha). Au Tibesti, le socle et sa couverture primaire ont été portés à 2 000 mètres environ au Sud de cette flexure (P. VINCENT, 1963, p. 29), altitudes un peu inférieures aux 2 300-2 500 mètres trouvés dans l'Ouest de la Koudia, ce qui en fait les points culminants du socle sur l'axe du Sahara central. Ce mouvement de flexure d'une telle ampleur a été accompagné par l'émission de la « première série noire » du Tibesti, constituée par des trapps exactement semblables pétrographiquement et géologiquement (épaisseur, succession des coulées) [2] à ceux de l'Atakor, comme j'ai pu le constater lors d'une tournée en compagnie de P. VINCENT en avril 1965. Cette comparaison est extrêmement instructive car elle lie indubitablement ce genre de grande flexure intra-continentale avec une apparition de trapps « continentaux », phénomène assez rare. En effet, les trapps sont en relation normalement soit avec des flexures de bordure océanique (Dekkan, Groenland), soit avec des fossés tectoniques d'importance majeure (Rift Valley). Or, le style tectonique de ce type de trapps tibestiens, là où il est bien visible (Ourari), peut se définir ainsi (P. VINCENT, 1963, p. 54) :

— Les grandes cassures régionales du Tibesti « forment avec l'axe du trapp un angle de 60 à 90° et ne peuvent, de ce fait, être considérées comme la voie d'alimentation directe des trapps basaltiques. Les dykes se trouvent dans l'axe même du trapp, verticaux, peu nombreux, larges de 1 à 2 mètres et peuvent facilement passer inaperçus. Cet axe correspond à celui de la grande flexure NO-SE.

— Les épaisseurs maxima de lave se trouvent dans l'axe du trapp qui correspond à la ligne de partage des eaux. Les laves ont ennoyé un relief assez inégal, mais se sont empilées ensuite en nappes continues et minces. « Là où les pendages des basaltes sont appréciables — quoique toujours faibles — ils plongent de part et d'autre de l'axe d'allongement » où se localisent quelques extrusions alcalines de type Atakor. Cette disposition est originelle.

Toutes ces remarques sont directement applicables à la première phase tectonique du bourrelet du Hoggar où les trapps se localisent aussi bien au pied (Taharaq) qu'en arrière de la flexure. Malgré le soulèvement, ils sont restés subhorizontaux dans l'axe d'allongement (In Taraïne, Tesserlite, Sud Aleksod). Au contraire, ils présentent des « pendages » faibles vers le Nord ou le Sud, de part et d'autre de l'axe, principalement dans la Koudia occidentale, mais avec des exceptions notables (Tassa n'Djena Nord et Sud restés horizontaux). En effet, si l'Ourari est un type presque pur, l'Atakor au contraire a subi des modifications postérieures. En particulier, la densité des extrusions est telle qu'elle masque l'alignement selon l'axe du trapp, mais de l'Amdjer à l'Ouest jusqu'à l'Aokassit à l'Est, l'allongement OSO-ENE de la zone de dispersion des appareils « acides » correspond bien à cet axe et à la direction de la flexure.

Enfin, cette comparaison avec le Tibesti permet d'avancer une datation car les premiers basaltes tibestiens recouvrent l'Eocène marin du Sud de la Libye et sont donc vraisemblablement post-lutétiens (P. VINCENT, 1963, p. 49). Mais les mises en place des deux ensembles de trapps ont-elles été réellement contemporaines ?

3) *DATATION DE LA FLEXURE ET DES TRAPPS :*

a) ARGUMENTS FOURNIS PAR LES VESTIGES SÉDIMENTAIRES :

D'après l'évolution observée au Téhé n'Tsita, un temps assez long a dû s'écouler entre le dépôt des grès de Tirehitine et des séries lacustres de Téhé n'Tsita d'une part, et celui de la « série de remaniement » d'autre part. Durant cette période en effet, les placages continentaux, sans doute fort minces, ont été déblayés presque entièrement à la surface du socle, avant l'épanchement des basaltes. Malgré l'extension des dépôts gréseux sous le trapp de l'Amdjer (p. 346) et la variété des dépôts ou des altérations étudiés dans la partie II, il faut bien reconnaître que l'examen de la base des trapps ne révèle souvent que le

1. Les faciès de ces deux types de grès m'ont paru assez voisins. Mais surtout, lorsque ces grès de Nubie reposent directement sur le socle, on constate que celui-ci est tout au plus rubéfié sur quelques dizaines de centimètres alors qu'à la base des grès tassiliens, le Précambrien est altéré sur des dizaines de mètres avec de l'argile kaolinique, donc exactement comme dans le Hoggar. Enfin la partie supérieure des grès de Nubie (Crétacé ?) tend à déborder largement du bassin du Djado vers le socle, comme les grès de Sérouenout s'avancent en avant du bassin sédimentaire sur le Nord du Hoggar.

2. Ces trapps sont surtout localisés dans l'Ourari. A la base, on n'observe pas de sols rouges aussi nets que dans l'Atakor. De telles altérations ne sont pas inconnues (P. VINCENT, 1963, p. 51-52) mais on rencontre plutôt des lits de sables rubéfiés qui proviennent d'un alluvionnement à partir des grès tout proches. Comme les sols de l'Atakor, ces sables prouvent l'écoulement d'un temps assez long entre les premières émissions. Mais un contexte géologique différent a amené l'enfouissement des laves sous des pellicules alluviales plutôt que leur altération. Or ce phénomène n'est pas inconnu dans le Hoggar où les trapps du Taharaq situés précisément au Nord de la flexure (au SE de l'Amadror), présentent de rares niveaux altérés gris (dus peut-être à la nature andésitique de la lave moins altérable ?) et des intercalations de niveaux gréseux que J.M. RÉMY classe encore dans le Continental de Sérouenouct pour dater le volcanisme de la fin du Crétacé. Je pense personnellement que ces lits gréseux pourraient être liés à un remaniement postérieur, comme au Tibesti.

socle très peu altéré. La surface d'érosion antérieure a donc eu le temps d'être largement exhumée. Cette réapparition du socle se traduit par une évolution sensible des cortèges de minéraux lourds, très pauvres à la partie inférieure des sables du Téhé n'Tsita et s'enrichissant progressivement en disthène, staurotide, etc. [1]. Parallèlement, les sables deviennent plus feldspathiques, plus grossiers et moins triés et les minéraux argileux montrent une régression de l'altération. Cette exhumation du socle a dû s'accompagner déjà de quelques mouvements du sol, peut-être selon les anciennes directions structurales, ce qui expliquerait la conservation des grès dans l'étroit fossé pharusien à Tiréhitine.

Cette exhumation s'est poursuivie sur le reste du Hoggar jusqu'au Quaternaire et le Continental intercalaire ne subsiste plus que dans les zones basses comme Serouenout ou dans la gouttière du Tafassasset, ou à l'état d'épandage de galets de quartz très caractéristiques comme l'Issoulane Erarenine (Tanezrouft) ou l'O. Rechla (plaine de Laouni). D'ailleurs, J. Vogt et R. Black (1963) avaient noté la ressemblance de ce reg de l'O. Rechla avec les épandages de galets de quartz qui, dans l'Aïr, dérivent visiblement de lambeaux de grès du Continental intercalaire. En effet, cette toute première phase des déformations a dû être très comparable à celle de l'Aïr où, avant l'épanchement des basaltes, il y a eu aussi une large exhumation de la surface précrétacée. Mais dans l'Aïr les témoins gréseux sont restés plus importants et les lambeaux de Tamgak (4 km × 500 à 800 m) ou de Bilet forment des reliefs autonomes, avec parfois près de 100 mètres d'épaisseur (Bilet). Cependant, l'évolution a dû être identique à celle de l'Atakor car J. Dresch (1959) a montré que la surface infracrétacée conservait encore quelques inselbergs avant d'être fossilisée par les grès à bois silicifiés alors que la surface postcrétacée est une surface de remblaiement ayant fossilisé les reliefs et les bordures de l'Aïr. Or, au Téhé n'Tsita, on peut observer une évolution identique puisque les dépôts ont comblé une dépression au pied de légers reliefs granitiques à l'Ouest de sorte que les coulées de trapps du Plateau des Oliviers reposent horizontalement à la fois sur le granite et sur le remblaiement. Seulement dans l'Atakor, cette surface de remblaiement intervient tardivement (et peut-être localement) puisque les creux sont remplis par les « sables de remaniement » juste avant l'épanchement des basaltes. On a donc l'impression qu'après une exhumation des grès, la surface parsemée de quelques rares buttes témoins tendait vers un nouvel équilibre par comblement des creux.

C'est à ce moment qu'apparaissent les basaltes, qui comblent encore quelques vallons existant dans cette surface des « sables de remaniement » (Téhé n'Tsita) puis s'étalent largement en vastes trapps. Il s'est donc passé une assez longue période entre la sédimentation des véritables grès (Tiréhitine) et des dépôts lacustres (base du Téhé n'Tsita), et l'apparition des basaltes. Cette période est marquée par le dépôt des sables de remaniement du Téhé n'Tsita et Ras Istène. C'est l'existence de cette phase intermédiaire, plus difficile sans doute à mettre en évidence là où la sédimentation a été continue (Taharaq), qui fait planer un doute sur la datation que J.-M. Rémy donne des trapps du SE de l'Amadror qu'il attribue à la fin du Crétacé. En effet, les premiers basaltes sont interstratifiés avec des lits gréseux que J.M. Rémy assimile aux grès de Serouenout, mais qui pourraient fort bien être cette série de remaniement encore plus ou moins « concordante » en ce point.

Cette période d'exhumation de la surface, puis de dépôt des sables de remaniement a dû correspondre à ces mouvements crétacés ou postcrétacés mis en évidence au Nord du Hoggar (J. Follot, 1953), à l'Ouest et au Nord des Iforas (A. Cornet, 1948), à l'Est et à l'Ouest de l'Aïr (R. Raulais, 1951, F. Joulia, 1957), au Nord du Tchad (H. Faure, 1957), au Fezzan (M. Lelubre, 1952) ou plus récemment au Dj. Guehhad (G. Busson, 1959). Cependant, la datation de ces mouvements est encore bien imprécise pouvant aller de déformations à l'intérieur du Crétacé supérieur (G. Busson) jusqu'à des mouvements situés « entre la fin de l'Eocène et le début du Miocène » (A. Cornet). Cette imprécision reflète sans doute **la position charnière de l'Atakor, entre les vieux socles méridionaux où les déformations débutent au Crétacé et le Sahara du Nord, affecté par la proximité des mouvements tertiaires de l'Atlas.** Ces déformations ont abouti à l'exhumation de la vieille surface antérieure aux grès du Tiréhitine.

b) Arguments fournis par les basaltes fissuraux : La fin du Crétacé et l'Eocène correspondent aussi dans le Nord et l'Ouest de l'Afrique à l'apparition des grands trapps de basaltes fissuraux du Cameroun, du Nigeria, d'Ethiopie ou même du Yemen et du Dekkan. Mais plus au Nord l'Haroudj est un massif de laves basaltiques très étendu qui repose sur des calcaires éocènes bombés seulement au milieu du Tertiaire (J. Despois, 1944-1945) et P. Bordet (1954) plaçait le début du volcanisme de l'Atakor au Tertiaire moyen. L'apparition des trapps et la fossilisation de la surface sommitale sous

1. Une évolution semblable a été notée dans les grès de Nubie du Djado par J. Etienne (C.E.P.).

les basaltes fissuraux sont donc tout aussi difficiles à dater étant donné l'extension dans le temps de ces phases volcaniques.

Cependant, les conclusions de l'étude sur l'altération des basaltes inférieurs en sols rouges de climat soudanien (p. 185) [1] apportent un élément important si on les met en relation avec les études de sédiments tertiaires continentaux, faites à la bordure Sud du Sahara central :

Au Niger oriental en effet, H. FAURE (1962) a montré qu'il existe dans la sédimentation postérieure au Continental intercalaire, deux séries très tranchées :

— *La série inférieure* correspond sur les aires continentales à des kaolinites, des grès lessivés, parfois des bauxites. Elle est contemporaine de la transgression du Crétacé supérieur et de l'Eocène et équivaut à une période d'altération très poussée.

— *La formation supérieure* (Dôle ou Agadem) est de faciès plus sec, avec des pisolithes et conglomérats de quartz détritique, puis des grès ferrugineux ou à argile kaolinique qui constituent le « continental terminal ».

b) **Dans le bassin de Gao** (G. MILLOT, 1964), la période d'altération importante ne se situe pas à *l'Eocène inférieur* malgré l'extension de la mer à l'Est du coude du Niger et au Nord vers le Tanezrouft.

En effet, la sédimentation de montmorillonite prouve « l'existence sur les continents voisins de sols de climat semi-aride favorables à la montmorillonite » et ce climat tropical sec est « attesté par les paléobotanistes ». Par contre à la *fin de l'Eocène inférieur et à l'Eocène moyen*, alors que la mer intérieure est en voie de disparition, une sédimentation chimique à caractère basique (attapulgites, montmorillonites dans des marnes crayeuses) apparaît, indiquant une forte altération latéritique continentale. Comme ce phénomène est absolument général dans tous les bassins tertiaires africains (Sénégal, Nigéria, Togo, etc.), la cause en est certainement climatique car « les grands lessivages nécessitent des climats tropicaux humides ». A l'*Eocène supérieur et à l'Oligocène*, on passe, en régime lacustre continental, de la sédimentation chimique (attapulgite, montmorillonite) à une reprise d'érosion avec augmentation rapide de la kaolinite qui conduit au continental terminal, au *post-Oligocène*. Le « régime sidérolitique » qui s'installe correspond à la démolition du matériel latéritique accumulé sur le Continent pendant les périodes précédentes.

Ainsi, la grande phase d'altération africaine, à laquelle doit vraisemblablement être rattachée l'altération des basaltes inférieurs de l'Atakor, se situe à l'Eocène et plus précisément, d'après l'étude du bassin de Gao, vers la fin de l'Eocène moyen. En effet si, comme nous pensons l'avoir montré, la diminution de cette altération vers les coulées supérieures des trapps est bien due à un assèchemenf climatique, il est fort probable que cette séquence a dû correspondre à la fin de la période où un climat tropical humide régnait au Sud du Sahara. D'ailleurs, la longue période d'érosion semi-aride, marquée dans l'Atakor par les « sables rouges » sous les coulées de pente, correspondrait très bien avec l'installation du régime sidérolitique plus au Sud au cours de l'Oligocène et surtout du Miocène [2].

4) *CONCLUSION*

Si cette grande flexure au Nord du bourrelet a bien existé avec cette orientation OSO-ENE, et si elle date bien de la fin de l'Eocène, on pourrait penser à une liaison lointaine avec les plissements atlasiques. Des accidents de direction voisine (SO-NE) parsèment en effet le Sahara au Nord du Hoggar : flexure SO-NE à travers les Tassilis du Nord-Ouest, déprimant le niveau de la sebkra Mekerrane (P. BIROT, R. CAPOT-REY et J. DRESCH, 1955, p. 54), flexure à la bordure Sud du Tinrhert, etc.

Ce grand bourrelet est certainement un accident majeur qui a orienté l'évolution morphologique d'une grande partie du Hoggar. En particulier sur son flanc Sud, en pente douce, s'est établie une série de grands oueds conséquents (O. Tin Amzi, Anfeg, Tin Tarabine) et même la direction de la cuesta « tassilienne » grossièrement SO-NE (elle s'avance de 200 km en latitude entre l'Ouest et l'Est), paraît calquée sur cette déformation. Dans l'Atakor, plus précisément, on constate alors une longue période mal définie au point de vue volcanisme et tectonique, mais marquée par le développement de vallées selon les nouvelles directions topographiques et par une nouvelle exhumation du socle qui reprend une place prédominante dans les alluvions des « sables rouges ». Tandis que les trapps reculent, laissant souvent une ou deux coulées inférieures dures, accrochées en mesas isolées sur un socle peu altéré, des petits reliefs d'érosion différentielle et des alvéoles de dégradation apparaissent sur toutes les bordures (p. 363). Ces formes semblent indiquer une assez longue période de quasi stabilité, qui s'étend sans doute sur l'Oligo-miocène et jusqu'au Pliocène.

1. L'extrême rareté de ces phases d'altération au Taharaq n'est pas un argument valable pour nier la non contemporanéité de ces trapps avec ceux de l'Atakor. Elle peut tenir simplement à un rythme plus rapide dans l'épanchement des coulées.

2. Cette succession d'une longue phase sèche à la période d'altération explique qu'en dehors de la protection des basaltes, les traces de ces sols rouges aient disparu ailleurs au Sahara central. Il faut remarquer aussi que les basaltes sont bien plus sensibles à l'altération que les granites et surtout que les grès.

B. — LA GRANDE PÉRIODE D'APPARITION DES « PROTRUSIONS » ACIDES

L'apparition des protrusions semble se situer au Plio-Villafranchien. Cette période reste la plus confuse à cause de la nature même de ce volcanisme visqueux, monté à l'emporte pièce, presque sans coulée et qu'il est très difficile de placer par conséquent, dans une chronologie.

1) *IL SEMBLE QU'IL Y AIT DIFFÉRENTES PHASES DANS CE VOLCANISME :*

CERTAINS APPAREILS ONT ÉTÉ CONTEMPORAINS DES TRAPPS du moins des épanchements supérieurs dans lesquels s'intercalent des niveaux pyroclastiques (Teferit tan Aharouah). Ils correspondent à la différenciation magmatique de la phase finale de ce volcanisme et se situent dans l'axe des trapps, comme au Tibesti.

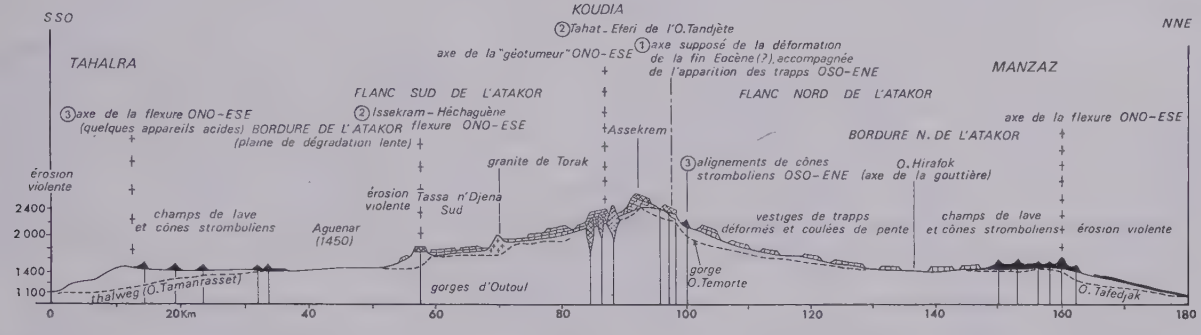


Fig. 120. — Coupe Nord-Sud montrant le rôle de la tectonique récente dans l'Atakor. Malgré une représentation nécessairement schématique, les distances et les altitudes ont été exactement respectées.

D'AUTRES LAVES, PLUS FLUIDES, SE SONT ÉPANCHÉES A UNE PÉRIODE OU LES TRAPPS ÉTAIENT DÉJA TAILLÉS EN LONGUES PENTES D'ÉROSION :

— *Au Nord de la zone « acide », les épaisses coulées de phonolite de l'Assekrem, du Serdjate ou de Tahat* fossilisent des vestiges topographiques de la fin du Tertiaire qui doivent correspondre, sur les pentes moyennes ou inférieures de l'Atakor, aux « coulées de pente ». En effet cette période est marquée aussi par l'épanchement de nouvelles laves basaltiques qui empruntent les vallées à sables rouges (O. Torak dans l'Atakor oriental, Ouest Taessa, Nord du granite de Torak, etc.) ou recouvrent aussi des trapps taillés en biseau (O. Temorte, coulée entre les O. Ouan Télène et Ihérane). Toutes ces coulées, phonolitiques dans la Koudia ou basaltiques sur les flancs, ont été très fortement attaquées depuis cette époque relativement ancienne et l'inversion de relief est générale. Les grandes loupes de phonolite sont aujourd'hui dégagées en grandes tables à très hautes corniches qui constituent les reliefs culminants de l'Atakor. Sur les flancs, les coulées basaltiques, suivant l'ampleur de l'érosion, donnent des plateaux allongés et inclinés ou se réduisent en mesas isolées.

— *Il est frappant de constater que des appareils importants de lave relativement fluide se retrouvent aussi à la bordure méridionale* de la zone « acide » avec l'énorme masse de l'Issekram, homologue de l'Assekrem et également phonolitique, puis l'Ikarraguène et l'Hechaguène entourés de magnifiques corniches ou encore l'Iglen, à l'Est. Sur cette bordure Sud, on rencontre également des trachytes à fayalite, épanchées à plus haute température que les trachytes à riebeckite de la haute Koudia (M. GIROD, 1963). Ces trachytes, pourtant quartzifères, ne sont étalés en coulées (Hadriane) ou ramassés en « chateaux-forts » (Akar Akar, Ahounahamt), les plus fluides étant les plus méridionaux. Une certaine parenté morphologique rapproche ces coulées méridionales de celles du bord Nord :

— Elles se sont également répandues sur des pentes d'érosion recoupant les trapps (Akar Akar, Issekram, Ikarraguène) et le socle (Hadriane).

— Elles ont subi une violente phase d'érosion qui a abouti à leur dégagement en mesa. Même dans un environnement de migmatites et de gneiss, la coulée de l'Hadriane a été mise en relief de 80 à 100 mètres depuis cette époque. Grâce à leur grande résistance à l'érosion, ces laves tendent à donner les sommets topographiques de cette bordure Sud, juste derrière les inselbergs granitiques pré-volcaniques.

A L'INTÉRIEUR DE CETTE GRANDE BANDE DE LAVES « ACIDES » RELATIVEMENT FLUIDES, SE LOCALISENT LES PROTRUSIONS PHONOLITIQUES (ILAMANE PAR EX.), TRACHYTIQUES OU MÊME RHYOLITIQUES qui font l'originalité des paysages du flanc Sud de l'Atakor de la ligne de faite à la bordure Sud.

P. Bordet (1952) a bien montré que ces laves avaient rebroussé les basaltes anciens autour des points de sortie, mais il est difficile d'en savoir plus sur leur âge exact. Dans la sédimentation du Tahag, on peut dire que les phonolites n'apparaissent qu'après le lac Plio-Villafranchien inférieur mais ce lac étant à plus de 10 km de tout appareil « acide », on peut objecter qu'il a fallu des conditions morphologiques particulières (gélifraction intense, très fortes crues pour transporter ces très gros galets) pour que les galets de phonolite arrivent jusque-là et que ces conditions n'ont été remplies qu'à partir du Villafranchien supérieur. Plus valable est la datation du piton de l'Ilamane qui domine de plus de 600 mètres le lac Villafranchien situé à quelques centaines de mètres à vol d'oiseau. Or, aucun débris de volcanisme « acide » n'existe dans cette sédimentation lacustre villafranchienne et l'on peut en conclure que le pic est apparu juste après la fin de ce lac. Mais, étant donné l'étonnante fraicheur du Pic Ilamane, « écorcé » seulement sur son flanc Sud, il risque d'être l'un des plus récents de ces appareils (*Cf.* p. 458).

2) ON PEUT DONC FIXER AVEC VRAISEMBLANCE L'APPARITION DE CE VOLCANISME « ACIDE », DANS SA PHASE PRINCIPALE, AU PLIO-VILLAFRANCHIEN.

Cette période semble avoir eu un rôle capital dans l'individualisation de l'Atakor par rapport au reste de la Koudia et la part essentielle en revient au volcanisme « acide ». En effet, le premier volcanisme basaltique des trapps formait un magma très fluide, lié à des fractures « abyssales » se formant de bas en haut à partir de la zone subcrustale. Il ne s'élève qu'après la formation de ces fractures, localisées sur des flexures souvent indépendantes de la tectonique antérieure. Au contraire, les magmas visqueux plus légers, peuvent s'élever par leurs propres moyens, engendrant des efforts de tension dans les roches situées au-dessus et provoquant des bombements « volcano-tectoniques » à la manière des poussées « isostasiques » (A. Rittmann, 1963). On peut donc émettre l'hypothèse du schéma suivant pour cette seconde phase tectonique et volcanique :

a) Le volcanisme « acide » se manifeste d'abord par l'apparition de laves assez fluides, en même temps ou peu après l'épanchement des « coulées de pente » basaltiques. Ces phonolites se localisent selon deux axes ONO-ESE :

— *Sur la ligne de faite* où les grands appareils de l'Assekrem, Serdjate, Tahat, jalonnent cette série de failles marquées par la vallée de l'O. Tin Tortorine, puis de l'O. In Tafeute et vers l'Est, par la « cuesta » de Tiridaline (p. 266).

— *A la bordure SO* où l'axe Issekram — Hechaguène tend à créer une coupure entre ce qui devient le flanc Sud de l'Atakor d'une part, et la partie méridionale du gros bombement dissymétrique du Tertiaire qui s'abaisse lentement vers les plaines de Laouni.

Vers le SE, cette direction n'est pas absente à la bordure méridionale. En effet, au-delà du « môle » situé entre l'In Tounine et l'Aheleheg, ces laves assez fluides réapparaissent dans l'Iglen et, dans son prolongement vers l'E-SE, une série de pitons « acides » jalonnent une fracture ONO-ESE à l'Est de Tahifet. Mais cet accident est resté mineur par rapport au rejeu d'accidents locaux Nord-Sud ou NNO-SSE qui l'emportent ici.

Cette direction ONO-ESE à NO-SE n'est pas inconnue dans la tectonique ancienne du Hoggar puisqu'elle apparaît dès l'orogénie suggarienne (Nord d'Idelès) [1]. Elle a rejoué encore après le Continental de Serouenout, puisque ces grès sont faillés selon cette direction au SE de l'Erg Tihodaïne où trois fractures parallèles s'allongent sur plus de 15 km, avec pour celle du centre, des pendages des grès de l'ordre de 10 % (P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch 1955, p. 35). Elle semble même liée encore au volcanisme récent du Manzaz, de la Tahalra et même de l'Egéré où une fracture SE-NO joint les volcans récents à la faille NS d'Amguid. Dans l'Atakor, c'est la combinaison de cette direction ONO-ESE au Sud-Ouest, avec la direction OSO-ENE de la grande flexure au Nord-Ouest, qui donne cette allure de proue triangulaire, à l'extrémité occidentale de la Koudia.

b) La lave trachytique, moins fluide, tend a se localiser sur toutes les lignes de faiblesse du vieux socle précambrien comme par exemple :

— *La grande fracture SSE-NNO de l'O. Tarhaouhaout* qui délimite les séries profondes de la série Arechoum à l'Ouest de l'Aheleheg et les « séries de couverture », suggariennes également, à l'Est.

— *La direction SSE-NNO le long de l'O. Tandjète* qui reflète la direction du fossé pharusien de l'Arefsa.

— *La direction SE-NO, au SO,* qui est celle de l'axe granitisé Tanaout-Taessa et assez voisine de celle des appareils phonolitiques Issekram-Hechaguène. Selon ces alignements (Akar Akar-Takokaï, Adaouda tan

1. C'est aussi la direction de la faille de Djanet et, plus à l'Est, de la flexure hercynienne du Tibesti. C. Reboul, H. Moussu et L. Lessard 1962, p. 32) indiquent que « des fractures de cisaillement » ONO-ESE, postérieures aux discordances, aux granites intrusifs et même aux lignes mylonitisées existent dans tout le socle du Hoggar.

Fig. 121. — Carte tectonique de l'Atakor. 1 - massif de granite circonscrit ; 2 - granites directement liés à des zones fracturées ; 3 - plissements précambriens influencés par de très vieux accidents ; 4 - zone d'extension actuelle des vieux trapps basaltiques ; 5 - volcanisme basaltique très récent ; 6 - plaines probablement liées à des influences tectoniques ; 7 - faille importante d'âge indéterminé ; 8 - zone de mylonites ; 9 - « flexure » récente ; 10 - axe de la « géotumeur » ; 11 - talus topographique paraissant lié à la tectonique ; 12 - « flexure » selon l'axe du Manzaz et de la Tahalra ; 13 - volcans stromboliens très récents en dehors du Manzaz et de la Tahalra ; 14 - appareils de lave « acide » d'âges assez variés ; 15 - dépressions « volcano-tectoniques ».

Takacherouet-Ad. Hedjerine, Tedesi-Tigmal), les sorties de lave semblent avoir été accompagnées de légères déformations du socle.

— *Même les deux grandes fractures, SSO-NNE pourtant remplies de quartz qui sont postérieures aux granites intrusifs,* ont servi de lignes de faiblesse pour la montée de la lave entre Tamanrasset et la ligne de faite de la Koudia.

— *Enfin, des failles Nord-Sud* pourtant très secondaires ont fixé des appareils trachytiques comme celle de Timessedjène à Téméné dans l'O. Issedjène, celle de l'O. Téhédjite à l'Est de Tandjete, ou encore celle qui comporte l'Akar Akar au Sud et les 4 « puys » basaltiques de l'O. Eraferzène plus au Nord.

c) Mais dans le centre de la Koudia occidentale la densité des pitons et la variété des laves sont telles qu'il faut renoncer a chercher des localisations précises.

Cette abondance de protrusions en fait l'un des tout premiers ensembles de ce type à l'échelle mondiale au point qu'on donne de plus en plus à ce genre de volcanisme, le nom de « type Atakor » (P. Vincent, 1963). Pour tenter d'expliquer ses liaisons avec la tectonique, on peut suggérer deux comparaisons :

1) **Avec le bombement « volcano-tectonique » du Monte Amiata en Toscane, d'âge plio-quaternaire.** Dans ce bombement, il y a eu écartement des fractures à la partie supérieure de la ligne de faîte qui a été disloquée et compartimentée. De ces fractures ont surgi des nuées ardentes (ignimbrites) qui ont recouvert les pentes avant l'obturation des fissures par la sortie de dômes endogènes (A. Rittmann, 1963, p. 200 et 219). Ce bombement mesure environ 15 km de diamètre alors que dans l'Atakor, le diamètre maximum de la zone des pitons atteint le double selon l'axe ONO-ESE. La surface plus grande affectée par ce volcanisme explique peut-être le moindre dynamisme de la phase éruptive proprement dite, très médiocre dans l'Atakor par rapport à l'Amiata. En effet, par suite d'une moindre poussée, les fractures n'ont laissé passer, peut-être, qu'une moindre quantité de matériel pyroclastique et de laves, comme dans un mécanisme avorté. La pression de vapeur s'étant avérée insuffisante pour faire sauter le réservoir, une grande partie du magma serait restée figée en profondeur. A l'appui de cette hypothèse, il faut citer les dépressions « volcano-tectoniques », visibles surtout dans les contreforts granitiques du SO, de l'Ouest et du NO. Ces petites dépressions montrent de façon très claire que la phase explosive a été réduite à une fracturation intense du matériel, sans que celui-ci soit expulsé. Puis le vide créé par la sortie des gaz a provoqué la formation d'une petite dépression dont la lave n'a occupé qu'une infime partie (Tedrouri, région de l'O. Amassine, Tahag) ou même n'est pratiquement pas arrivée en surface (Tessibent, O. Tin Tebarert).

2) **L'évolution de l'Atakor apparait très différente de celle du Tibesti.** En effet après la formation de trapps assez semblables, les deux volcanismes divergent : les « coulées de pentes » de l'Atakor représentent peut-être une timide réplique de la « seconde série noire » responsable de l'édification de boucliers hawaïens au Tibesti. Puis l'apparition au Tibesti d'un magma beaucoup plus acide (rhyolitique) a entraîné la construction de grands boucliers d'ignimbrites, suivie de l'effondrement de vastes caldeiras à cause du vide créé en profondeur par la masse des produits éjectés [1]. Cependant il existe aussi des « dômes de soulèvement » (Tarsos Abéki et Dadoï) où les émissions de matériel pyroclastique ont été faibles (pas d'ignimbrites). Une partie du magma acide est alors restée en profondeur sous la forme d'une intrusion qui a provoqué le soulèvement en dôme non seulement des séries volcaniques inférieures et des grès paléozoïques, mais aussi du socle précambrien. De telles structures s'apparentent aux phénomènes pluto-volcaniques. (P. Vincent, 1963). Ces bombements sont apparus avant la fin du Tertiaire (comme dans l'Atakor ?) et mesurent 12 et 17 km de diamètre. « Ces dimensions sont comparables à celles des plus grands laccolites acides connus » (P. Vincent, 1963, p. 157). Ne peut-on pas admettre que **dans l'Atakor, le magma acide, de caractère faiblement explosif, au lieu de donner naissance à des appareils accolés, tantôt édifiés par des ignimbrites, tantôt soulevés en dômes par une intrusion [2] ait déformé en bloc le socle précambrien par un phénomène pluto-volcanique ? [3].** Le socle en effet est porté dans la zone des pitons acides à 2 200-2 250 mètres, alors que dans l'Atakor oriental et sur le reste du bourrelet, ses altitudes oscillent entre 1 900 et 2 000 mètres (comme au Tibesti d'ailleurs), sur le sommet de la flexure antérieure.

1. P. Vincent fait remarquer que les dômes d'ignimbrites ne peuvent se développer qu'à l'écart des zones fracturées. Or l'Atakor est une région bien plus affectée par les failles de toutes sortes que le Tibesti et ce facteur a dû jouer aussi pour différencier, à partir de cette époque, l'évolution des deux massifs.

2. Il s'agit en effet d'une intrusion c'est-à-dire de la formation d'une chambre magmatique de petite taille à l'intérieur de l'écorce et proche de la surface. Le terme de « laccolite » proposé par certains Auteurs devrait, me semble-t-il être réservé aux injections de roches éruptives dans des roches sédimentaires car normalement, dans le socle, les laves se répartissent seulement le long des dykes et de sills. La formation d'une chambre magmatique de faible profondeur implique la mise en place d'une certaine masse de roches grenues. Ce mécanisme n'est pas inconnu dans le SE de l'Amadror, et les mystérieux « rhombenporphyr » expulsés du Trou au Natron prouvent aussi l'existence de roches de semi-profondeur sous les volcans du Tibesti.

3. Il serait très souhaitable que des mesures géophysiques soient effectuées dans l'Atakor. Rappelons que D. Gilbert essayant un appareil gravimétrique avait trouvé une très forte anomalie près de l'Imadouzène (E de l'Assekrem), mais aucune campagne systématique ne fut entreprise. J. Marlet (1962) à partir de mesures sismiques liées à une expérience atomique souterraine conclut que sous le massif du Hoggar la discontinuité de Conrad se rapproche de la surface à la cote — 12 km en une station (mais qu'il ne précise pas !) tandis que la discontinuité de Mohorovicic s'abaisse jusqu'à 40 km. « Il y aurait donc un épaississement important de la couche basaltique » (p. 3443).

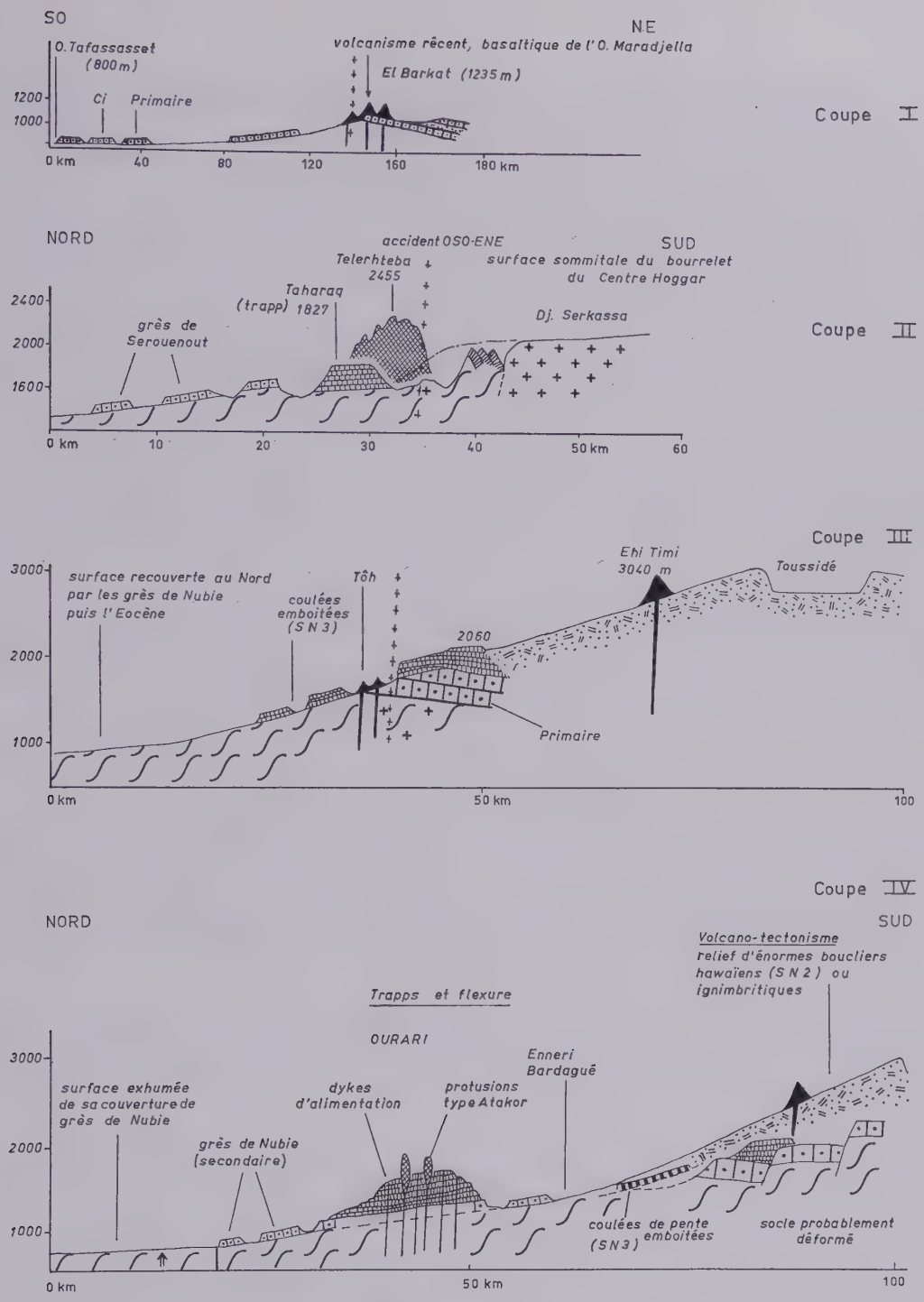


Fig. 122. — Quelques types de relations entre tectonique et volcanisme dans le Sahara central :

I. « Flexure » d'âge indéterminé d'orientation SE-NO au pied des Tassilis orientaux : type d'accident antithétique abaissant les grès primaires en gouttière. Localement dans l'axe de la « flexure » apparaissent des failles parallèles à cet axe (Djanet) ou un volcanisme basaltique (Adrar des Ajjer) et le Continental intercalaire se loge au pied dans la « gouttière » (cf. carte géologique 1/2 000 000 C.R.Z.A.)

II. « Flexure » accompagnée de trapps basaltiques et de pluto-volcanisme : type d'accident dans le socle. Les grès du Secondaire et les trapps sont conservés au pied de l'accident, alors que dans l'Atakor on les trouve sur sa surface sommitale.

III. « Flexure » affectant les grès primaires au Tibesti occidental (coupe synthétique) : les trapps ont la même orientation SE-NO que la flexure des grès primaires et l'émission de ces laves basaltiques correspond à un rejeu tectonique de cet accident. Cette flexure a localisé encore très récemment des émissions stromboliennes avec champs de lave (Tôh) exactement identiques au Manzaz. En arrière au contraire s'est développé à la fin du Tertiaire un volcanisme « acide » (ignimbrites) d'une ampleur incomparablement plus grande que la « géotumeur » de l'Atakor.

IV. Essai d'interprétation du flanc Nord du Tibesti central ; l'Ourari (1 800-2 300 m) reposant sur les grès secondaires dans l'axe d'une flexure primaire est accolé à des constructions volcaniques basaltiques et ignimbritiques de très grande ampleur liées à un volcano-tectonisme postérieur, décalé vers le Sud. L'originalité de l'Atakor provient du maintien de l'activité volcanique « acide » (accompagnée de déformations tectoniques) pratiquement dans le même secteur que les vieux trapps.

C. — LES PETITS APPAREILS BASALTIQUES DU QUATERNAIRE RÉCENT

1) *LA RÉPARTITION DE CES PETITS CONES STROMBOLIENS DANS LA HAUTE KOUDIA EST TOUT A FAIT REMARQUABLE*, à la fois dans l'espace et dans le temps :

GRACE A LA PRÉSENCE DE COULÉES DE VALLÉES SOUVENT LONGUES, IL EST RELATIVEMENT FACILE DE DATER CES APPAREILS EN FONCTION DES TERRASSES. De façon systématique, ces coulées sont plus récentes que la terrasse moyenne graveleuse qui précède le dernier Pluvial frais. Ceci peut être aisément vérifié pour le cône de Tarhenanet, celui du Sud du cratère de Teguit, ceux de Tagnert, de l'O. Abdassène, de la chaîne du « puys » de l'O. Eraferzène, partout où cette terrasse existe. Or, à cette époque, il est presque certain que toutes les protrusions étaient déjà en place puisqu'une aiguille aussi élancée que l'Ilamane remonte à la première période froide quaternaire. Il semble y avoir eu une certaine pause entre ces deux phases volcaniques.

LEUR RÉPARTITION EST TOUT AUSSI REMARQUABLE : ils ne débordent pratiquement pas sur le flanc Sud, excepté les 4 « puys » de l'O. Eraferzène, et le partage des « zones d'influence » entre les deux volcanismes plio-quaternaires a quelque chose de troublant. On serait tenté de penser que, les fissures d'alimentation ayant été obstruées sur le flanc Sud, le volcanisme plus récent s'est établi à la périphérie. Dans la Koudia, les cônes stromboliens se localisent essentiellement sur deux axes :

— *L'alignement O. Tin Tortorine-O. Segaïka-« cuesta » de Tiridaline*, ONO-ESE, qui est le seul axe commun avec le volcanisme « acide » et que jalonnent les cônes de l'O. Abdassène, du Redjem (Ouest Assekrem), de Segaïka, puis la chaîne des 4 « puys » qui recoupe le Tiridaline (seule avancée de ce volcanisme au Sud de la Koudia).

— *Surtout un alignement OSO-ENE qui comprend les cônes de Tarhenanet, Teguit, Sud Tahat, O. Tidri, O. Abdassène, O. Akayaye, O. Temorte, O. Ilamdegane, Tessera (2 224 m), Teliama, O. Aoudjeraki, O. Rames Rames O. Aï Mélène*, soit une quinzaine de cônes parfaitement alignés parallèlement à l'axe de l'ancienne flexure éocène (?). Il semble que le bombement dû au volcanisme « acide » ait « réveillé » là une ancienne direction des trapps selon laquelle se serait faite la dissociation entre la Koudia proprement dite soulevée, et son flanc Nord. En effet cette ligne correspond sur tous les oueds sans exception, au creusement de gorges d'une extrême profondeur, sur une courte section chaque fois. La plus extraordinaire est celle dans laquelle s'engouffre l'O. Temorte lorsqu'il arrive au niveau du cône ; elle est creusée de 80 à 120 mètres, en rainure très étroite, dans des schistes verts, assez peu résistants il est vrai. Mais une bonne partie de ce travail d'érosion est postérieure à la coulée de vallée issue du cône et perchée sur la rive gauche à plusieurs dizaines de mètres. Au bout de 5-6 km, l'oued ayant franchi la très forte dénivellation, s'élargit à nouveau. On pourrait citer dans chaque cas le long de cet axe OSO-ENE, la concordance frappante entre l'apparition du cône, l'enfoncement de la gorge et l'existence d'une dénivellation de 100 à 200 mètres. Et pourtant aucune faille n'est visible même sur photo aérienne selon cette direction. Il faut aussi ajouter que, tandis qu'ailleurs l'épanchement d'une coulée de vallée a stoppé assez longtemps l'érosion, sur les vallées de long de cet axe, le creusement a repris aussitôt de plus belle.

2) *AU NORD DE CET AXE OSO-ENE, LES VIEUX ACCIDENTS DU SOCLE QUI AVAIENT JOUÉ AU SUD, ONT ÉGALEMENT REJOUÉ AU NORD*, comme si les flancs de l'Atakor ayant subi les déformations à plus forte courbure, avaient été plus favorables au « réveil » de ces anciennes fractures :

a) L'INTERSECTION DE L'ACCIDENT SSO-NNE ET DE L'AXE OSO-ENE VERS ISSAKARASSÈNE a entraîné l'apparition d'un foyer volcanique autonome d'une trentaine de volcans, dont certains sont plus anciens (coulées de pente, coulées antérieures à la terrasse moyenne) et ont dû fonctionner en même temps que les appareils « acides » sur le flanc Sud. Nous avons vu que ce volcanisme a accompagné une déformation de la région de l'O. Timédouine, abaissée vers le NO. Or ce gauchissement du SE au NO, se combinant avec la déformation générale du flanc septentrional du Sud vers le Nord, paraît être à l'origine de l'étonnante gouttière SE-NO où une douzaine d'oueds s'enfoncent presque parallèlement avant de converger vers Timesdelsine où l'influence de ces déformations disparaît. Une telle convergence est unique dans l'Atakor. Il est vrai que la profusion d'oueds a été favorisée par les dédoublements hydrographiques opérés par les coulées successives mais ces coulées qui ont sans cesse repoussé les confluences, bloqué les affluents, affaibli les vallées principales n'ont pas pu empêcher, sur chacune de ces vallées, une permanence étonnante du creusement linéaire. Comme ce creusement est localisé dans cette portion des vallées, pourtant gênée par le volcanisme, il faut bien admettre qu'il a dû être aidé par un mouvement tectonique.

b) LES FRACTURES NORD-SUD DE L'OUALADJÈNE :

1) *Les deux fractures à l'Ouest de l'Aheleheg se traduisent, au passage de la Koudia, par un faisceau de vallées parallèles* (Ouan Télène, Ihérane et ses affluents de l'In Taraïne, In Tekadène, Temorte) qui peuvent être

liées à de légères cassures dans les trapps, sur la limite entre l'Atakor oriental resté tabulaire et l'Atakor occidental modifié par les protrusions. Mais au Nord ces deux fractures réapparaissent en s'écartant :

— SSE-NNO le long des O. Temorte, Zerzoua et jusqu'à l'Izaguène à la rencontre de l'accident « Ouest Atakor ».

— Nord-Sud au Nord du Tassa n'Djena Nord. Aucune déformation n'accompagne la réapparition de ces fractures.

2) *La fracture « volcanisée » de l'O. Tandjète* s'infléchit sans doute selon un axe NS qui réapparaît dans l'O. Aï Mélène (un cône strombolien) puis dans la série de cônes alignés : Ramesse, O. Ansassarène, puis Tamenzest (1 875 m) et jusqu'à Idelès. Malgré une importante activité volcanique, cette fracture ne paraît guère avoir rejoué que de quelques dizaines de mètres au maximum, en particulier à l'Est d'Idelès (p. 426).

c) L'accident de l'Arefsa SSE-NNO a également été emprunté par le volcanisme au Nord et au Sud de l'Atakor, mais au Sud, il est le seul à avoir connu une phase basaltique. En effet, dans l'axe de ce fossé, au SO du Seddereg (haut O. Sersouf) on observe une série de petits cônes stromboliens vers 1 300-1 350 mètres, à la bordure du bourrelet. Au Nord cet accident est jalonné de cônes de scories dès les derniers témoins de la surface sommitale et tout le long de l'O. Tezaït. Cette activité volcanique paraît en liaison avec l'accentuation très récente de la courbure au Nord de l'Aleksod.

L'alignement des protrusions acides au Sud et des cônes stromboliens au Nord sur ces accidents SSO-NNE, NS et SSE-NNO perpendiculaires à la vieille flexure tertiaire rappelle, mais à une échelle différente, les alignements des boucliers hawaïens de la « seconde série noire » du Tibesti sur les accidents « varisques » SSE-NNO, en particulier des tarsos Toon, Oyoye et Yega sur la faille du Moyen Yebbigué (P. Vincent, 1963, p. 55-56), ou encore la présence du Toussidé sur l'axe du horst du Daski SSO-NNE et d'autres rejeux de directions SSE-NNO que l'on soupçonne dans le Tibeti oriental. On peut penser que, **dans ces types de volcanismes de trapps, liés à une flexure l'accentuation de la courbure finit par « réveiller » les vieux accidents transverses, Mais le volcanisme apparu sur ces accidents a été très différent dans l'Atakor et au Tibesti.** Pourtant dans la phase la plus récente, on observe à nouveau une convergence entre les deux massifs.

3) *LE CHAMP DE LAVES BASALTIQUES DU MANZAZ*

Pendant les éruptions successives le long des vieilles fractures, apparaissait au Nord un vaste foyer de volcanisme basaltique à activité strombolienne. Toutes les datations obtenues d'après la position des scories ou des laves dans le système de terrasses, montrent que l'activité le long des fractures et dans le Manzaz s'est déroulée pendant la formation de la terrasse «moyenne», puis pendant et après le Pluvial frais récent. Certains appareils ont tout au plus quelques millénaires, sinon quelques siècles. Le Manzaz comprend plus de cent cratères, ayant émis une nappe continue de laves qui vers le Nord sont canalisées par des vallées, mais qui s'étalent largement au Sud. Or, ce grand nombre de points de sortie, la petite taille et la bonne conservation des cônes fait aussitôt penser aux « tarsos noirs » de la SN 4 du Tibesti : le tarso Edri sur le flanc du Voon et surtout le Toh au pied Nord du Toussidé. Les paysages du Toh et du Manzaz sont absolument semblables avec leurs vastes cheires formées par la coalescence d'un grand nombre de petites coulées (P. Vincent, 1963, p. 188), avec quelques inselbergs cristallins ennoyés et l'épanchement des coulées dans les vallées vers la périphérie sur des dizaines de kilomètres. Dans les deux cas le revêtement basaltique reste très mince mais s'étend sur de grandes surfaces [1]. Etant donné le désordre apparent de la localisation de beaucoup de ces cônes, P. Vincent pense que « ce volcanisme peut provenir d'un réservoir situé à faible profondeur, dont le magma très fluide est parvenu à la surface, sans grandes difficultés, grâce à de nombreuses cassures » (p. 198). **On constate pour le Manzaz, comme pour le Tôh une curieuse migration du volcanisme récent vers la périphérie du massif, et plus spécialement cette bordure Nord au niveau présumé de la vieille flexure.** Dans l'Atakor, on peut préciser qu'il s'agit simplement d'une migration de la partie centrale élevée et sans doute obstruée par les phases « acides » vers les bordures Nord (Manzaz), SO (Tahalra) ou embryonnaire, vers le SE (Sud du Seddereg), c'est-à-dire effectivement vers les zones qui ont dû subir une fracturation au raccord entre le massif et les plaines environnantes. Ces migrations de l'activité à partir d'un noyau consolidé vers les bordures font penser au mécanisme de déplacement des chaines plissées.

P. Vincent indique que certains volcans s'alignent selon des cassures NS, SE-NO et SO-NE. Dans le Manzaz, une direction majeure s'impose, ONO-ESE, qui est déjà une très vieille cassure ayant perturbé l'orogénie précambrienne. Elle a rejoué à la manière d'une flexure, isolant l'évolution du piedmont de l'Atakor (Idelès, Hirafok) de celle des plaines de l'Igharghar. Pourtant cet accident de

1. Pour le Tibesti central et occidental, ce volcanisme occupe 10 % de la surface totale pour 1 % du volume total des laves.

40 km de long et qui se prolonge encore à l'Est sur plus de 60 km dans le bourrelet en direction du Serkout, a surtout rejoué sur les 30 km les plus à l'Ouest dans l'axe du Manzaz, exactement entre les directions SSE-NNO du fossé de l'Arefsa (Est) et SSO-NNE de l'accident « Ouest Atakor » (Ouest). Ces deux accidents ont été affectés par le volcanisme récent au voisinage du Manzaz : de l'O. Tezaïtà Tamoudahat à l'Est, chaîne d'Ikozérarène à l'Ouest (fig. 118), mais l'activité volcanique n'a guère dépassé ces deux limites qui, plus au Sud, encadrent aussi, très exactement le volcanisme de la Koudia.

La direction ONO-ESE du Manzaz est aussi celle du volcanisme acide dans la haute Koudia (fig. 121) mais c'est aussi la direction de l'axe de la Tahalra. En effet, je n'ai parcouru la Tahalra qu'une seule fois mais l'examen des cartes et des photos aériennes indique exactement la même dissymétrie que pour le Manzaz :

— *La partie Nord de la Tahalra est un immense champ de laves subhorizontal,* parsemé de cônes de scories de 50 à 150 mètres de haut (Temerzest tan Selbourak, tan Relatouaï, tan Ilefen, etc.), à une altitude de 1 350 mètres environ. Ces altitudes semblent s'élever légèrement vers le SO et brutalement, l'on plonge dans un dédale de vallées encaissées avec de minces coulées de vallée. La dissymétrie est exactement celle du Manzaz et cette curieuse reprise d'érosion fait aussi penser à une flexure.

— *Or, pratiquement dans l'axe supposé de cette flexure existe une série d'appareils « acides »* (Dendenna, Benagras, Ibouhaten, etc.) qui n'existent pas dans le Manzaz, mais rappellent les flexures ONO-ESE du flanc Sud de l'Atakor comme l'axe Issekram-Hechaguène. La Tahalra aurait donc un caractère mixte avec un volcanisme d'abord «acide» comme le flanc Sud de l'Atakor, puis basaltique récent comme le Manzaz. Or, il faut remarquer que **tous ces accidents ou flexures du Manzaz, de l'axe de la Koudia, du flanc Sud de l'Atakor et enfin de la Tahalra sont orientés ONO-ESE.** Tous ces accidents, d'autre part, se « branchent » sur l'axe SSO-NNE des filons de quartz de l'Ad. Haggarène qu'ils ne dépassent guère vers l'Est [1] et s'arrêtent vers l'Ouest, excepté la Tahalra, sur l'accident « Ouest Atakor » :

— par un appareil « acide » sans nom dans l'axe d'Issekram-Hechagène, situé entre les O. Araane et Tihyène juste sur cet accident ;
— par deux « satellites » du groupe de l'Amdjer ;
— par la chaîne d'Ikozererène pour le Manzaz.

Ainsi le massif de l'Atakor s'inscrit à l'intérieur d'un immense triangle limité à l'Est par la faille de l'Arefsa à partir de laquelle les trapps sont largement conservés et à l'Ouest par l'accident « Ouest Atakor » qui marque l'arrêt brutal de toute activité volcanique. Mais il semble que le volcanisme plio-quaternaire, « acide » ou basaltique, s'inscrive encore plus étroitement dans une bande SSO-NNE, large de 30 km dont la limite orientale serait un accident, jalonné par un ou deux filons de quartz, que l'on suit sur environ 200 km et qui joint précisément l'accident « Ouest Atakor » à celui de l'Arefsa. Toute la logique du volcanisme de l'Atakor, du Manzaz et de la Tahalra paraît s'éclaircir en fonction de cette répartition. Mais un dernier problème tectonique se pose : quel est le rôle exact de cet accident « Ouest Atakor » sur lequel s'ordonne tout le volcanisme et qui n'est, lui-même, guère affecté par l'activité volcanique ?

D. — LE ROLE PROBABLE DE L'ACCIDENT « OUEST ATAKOR » :

1) *CETTE BORDURE OCCIDENTALE DE L'ATAKOR EST LA PLUS DIFFICILE A ÉTUDIER.* Elle est la seule où l'on ne compte pas un seul appareil volcanique, « acide » ou basaltique qui permettrait d'attirer l'attention sur un éventuel accident récent. D'autre part les épanchements de coulées ont été en grande partie détournés de cette bordure par l'apparition de la chaîne Taessa-Ifrak qui, après l'époque des trapps, a fonctionné comme une barrière pour les coulées issues de la Koudia. Or les coulées et leurs dépôts corrélatifs sont des éléments essentiels pour la reconstitution géomorphologique, surtout dans une région de migmatites et de gneiss qui conservent très mal d'éventuels aplanissements.

Le socle est en effet constitué ici par la série profonde de l'Arechoum qui comprend des « gneiss profonds » à biotite ou à amphibole, toutes les sortes de « gneiss granitisés » (embréchites, anatexites) et des amandes granitiques qui rappellent beaucoup les faciès du SE de l'Atakor, où les « séries de couverture » sont très fortement granitisées. Or cette granitisation ou cette migmatisation sont assez inégales aussi sur la bordure Ouest et, dans le grand V compris entre les zones mylonitisées de l'« Ouest Atakor » (Est) et d'In Amguel (Ouest), certaines roches ont résisté et se caractérisent par des formes de plissements moins monotones (boutonnières,

1. La Tahalra s'y arrête même d'une façon extrêmement brutale qui est troublante.

retombées périclinales) que les alignements des gneiss subverticaux sur des dizaines ou des centaines de kilomètres. Ces formes « plissées » rappellent celle du Sekroum au SE, mais ici ce sont les cipolins (très cristallisés) qui dominent (O. Tin Tabarakat, O. Tekchouli) et vers l'Est, quelques amphibolites ayant résisté à la granitisation [1]. Ces roches fournissent dans la partie Nord, de meilleures conditions pour l'érosion différentielle et la conservation de niveaux d'érosion étagés plus contrastés.

Cette région ressemble à l'Oualadjane non seulement par son substratum rocheux, mais aussi par l'extrême vigueur de la dissection dans des roches qui ne paraissent pas particulièrement tendres. La même indifférence à l'égard de la structure se retrouve ici, plus accentuée encore par l'orientation franchement perpendiculaire du réseau hydrographique par rapport à des séries gneissiques NS ou SSE-NNO [2]. Or malgré ces difficultés, le réseau se présente avec une disposition harmonieuse à peine croyable : deux grands oueds parallèles descendent du Tahat-Ilamane vers le NO (O. Tekchouli et O. Tabarakat) tandis qu'à 90°, deux autres oueds (Tarhenanet et Ilamane) en descendent vers le SO. Trois oueds « moyens », se répartissent à l'intérieur de cet angle, tous les 20-25° : O. Iheri, O. Tilok et O. Temouzerègue-Ouan Rakli ; ils prennent leur « source » au niveau de l'Amdjer, dernier bastion de la Koudia. Enfin, les espaces laissés entre eux sont « comblés » par de petits oueds qui naissent sur le piedmont ou dans les premiers chaînons : O. Araouane, O. In Sakouane, O. Tin Snaget, O. Asabal. Tous ces oueds semblent établis sur un énorme « périclinal » avec une extrême régularité dans leur disposition et leur hiérarchie. Chacun doit traverser une ou plusieurs séries de roches dures par des défilés extrêmement étroits où l'usure est très lente. Pourtant on ne constate pas d'adaptation à la structure, excepté à l'extrême Sud [3]. Cette régularité de la disposition hydrographique semble exclure toute influence tectonique du style de la « gouttière » de l'O. Tandjète.

A cette disposition régulière de l'hydrographie s'ajoute celle de l'altitude des principales crêtes. Surtout dans la partie centrale, entre l'O. Temouzerègue-Ouan Rakli et l'O. Iheri, les crêtes qui se présentent comme des barres successives SSE-NNO, s'élèvent régulièrement de 1 100 à 1 800 mètres en 20-25 km. Mais dans cette région si favorable, aucun vestige de la vieille surface ne permet d'étudier son éventuelle déformation. Pourtant cette face Ouest a dû être affectée par la tectonique de la Koudia ; un faisceau de grandes fractures OSO-ENE se situe juste dans l'axe de la Koudia et des grands vestiges de trapps. Mais aucun renseignement ne peut être apporté sur l'âge de ces accidents. D'ailleurs, les accidents qui rendraient compte du brusque abaissement de la vieille surface de l'Atakor ne peuvent être que très proches de la direction méridienne. Ces talus topographiques sont assez nombreux, mais difficiles à étudier.

2) *TALUS TECTONIQUES OU TALUS D'ÉROSION ?*

L'ACCIDENT OUEST ATAKOR PROPREMENT DIT :

Nous avons vu (p. 347) qu'un accident parallèle à celui-ci semblait déniveler non seulement la surface sommitale, mais aussi les vieux trapps sur 4 ou 500 mètres à l'Ouest du Tahat-Ilamane. Cet accident, assez mal défini, met fin à la Koudia proprement dite. A l'Ouest, la surface sommitale, passée de 2 400-2 550 mètres à 1 900-2 000 mètres apparaît encore fréquemment, fossilisée par les lambeaux de trapps du groupe de l'Amdjer. Elle s'abaisse très lentement, jalonnée par une douzaine de mesas (dont la cote 1965) entre les O. Amassine, Temouzérègue et Temeslezente et aucun talus ne marque

1. La netteté des contacts le long des deux axes de mylonites suggère un effondrement des séries de couverture (« Egéré ») au sein des séries profondes (Arechoum) et apparition des granitisations postérieures. Ces granites en effet recoupent partiellement les plis suggariens et « l'achèvement de leur mise en place apparaît postérieure aux principaux plissements » (M. Lelubre, 1952 a, I, p. 203).

2. Les exemples abondent de cette inadaptation de l'hydrographie. Le plus spectaculaire est sans doute celui de l'O. Temouzerègue - Ouan Rakli qui traverse, par un grand méandre extrêmement étroit, l'amande granitique de Téhénaït-Toubhart qui n'a que 5 km de long. Un déplacement d'une centaine de mètres vers le Nord aurait permis à l'oued d'échapper à un obstacle aussi redoutable. Un autre exemple est fourni par l'O. Tabarakat qui traverse perpendiculairement cinq larges bancs de cipolins et deux amandes de granite légèrement post-tectonique.

3. En effet l'O. Ilamane dont la vallée primitive avait été envahie semble-t-il par une « coulée de pente » NE-SO (qui descend de 1 500 à 1 400 m en 9 km) s'était installé à la bordure Sud de cette coulée. Sa large vallée sableuse est encore bien visible sur la photo XVIII-XXIV 82, où l'on voit qu'elle a été récemment capturée par une vallée en trait de scie remontant à la faveur des mylonites SSO-NNE de l'accident « Ouest Atakor ». Décapitée à l'amont, la vallée a été également coupée à l'aval en arrière d'un vaste cône alluvial édifié au Quaternaire moyen (*cf.* p. 497) au SO du Tin Teganet. Un affluent de l'O. Iheri (l'In Efgoret), profitant d'une grosse fracture précambrienne SSE-NNO, a capturé l'oued Ilamane affaibli à la pointe de son cône pour en faire désormais un affluent (long seulement d'une vingtaine de km) de l'O. Iheri. Seul le tronçon aval (O. Imeller) atteint l'O. Tit, auquel il reste parallèle pendant 15 km à la suite d'un dédoublement hydrographique réalisé par la « coulée de pente » de Tit (Hadib Hadrit). C'est sans doute l'obstruction par des « coulées de pente » qui est responsable de ces réadaptations hydrographiques : partout ailleurs les oueds de cette bordure ont connu une activité continue et se sont enfoncés si rapidement selon leurs tracés épigéniques que tout réajustement a été impossible. L'O. Ilamane, divisé en trois tronçons, reste l'exception.

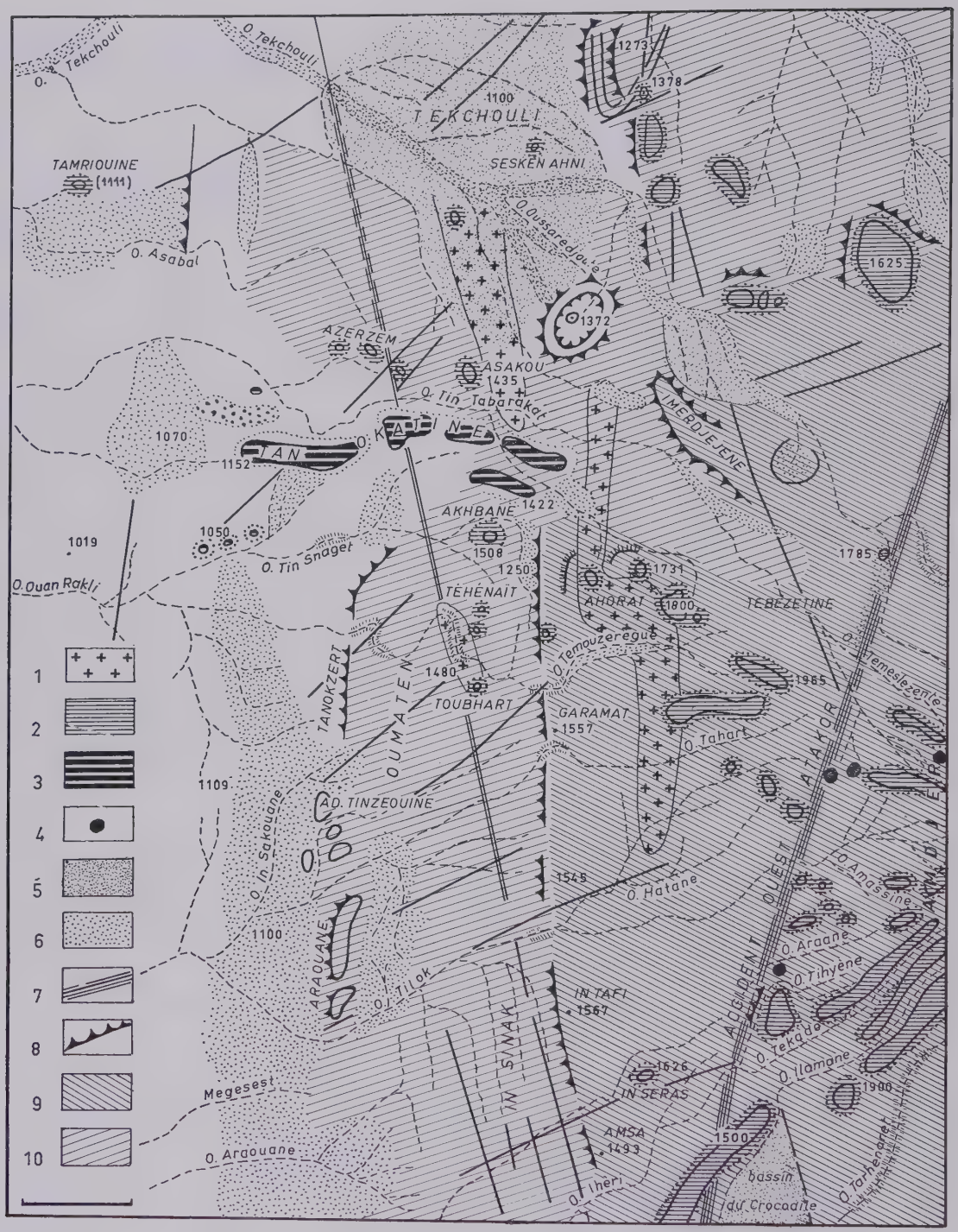


Fig. 123. — Croquis de localisation des reliefs du flanc Ouest de l'Atakor : 1 - granite syntectonique suggarien ; 2 - basaltes « anciens » ou indéterminés ; 3 - coulées basaltiques indiscutablement emboîtées ; 4 - appareil de lave « acide » ; 5 - alvéole d'érosion aréolaire ; 6 - étendue sablonneuse ; 7 - fractures et mylonites ; 8 - talus topographique important ; 9 - extension de la haute surface déformée ; 10 - éléments d'un éventuel niveau d'érosion intermédiaire entre la haute surface et les alvéoles d'érosion.

l'accident Ouest-Atakor, excepté au Sud de l'O. Araane où sur 1,5 km, l'accident, silicifié, donne une crête de quartz :

— *Sur le flanc SO*, cet accident paraît toujours nivelé par la vieille surface, en particulier au niveau du Tozouni. La « coulée de pente » de l'O. Ilamane recouvre l'accident sans aucune dénivellation alors qu'elle

semble fracturée un peu à l'E. au pied d'un grand talus SSE-NNO dans l'axe des appareils « acides » du flanc SO (fig. 123).

— *Sur le flanc Nord*, l'accident est magnifiquement mis en valeur, mais souvent par des vallées de lignes de faille, sans que les altitudes soient très différentes de part et d'autre au niveau des cols. Lorsque l'accident est marqué par un talus de 100 à 200 mètres du côté Est où se situe le granite d'Ifrak, on peut l'expliquer par une particulière résistance de celui-ci due à des filons de microgranite (O. Adarou) ou à un faciès original de bordure (Nord de l'O. Ifrak). Au contraire, à l'Ouest, affleurent des migmatites finement litées (embréchites) ou des schistes cristallins (amphibolites) qui paraissent moins résistants. Pourtant, si l'on s'éloigne des bordures immédiates de la fracture, on s'aperçoit qu'à l'Est la surface sommitale et ses lambeaux de basalte se situent à 1 974 puis encore 1 900 mètres le long de l'O. Ifrak, à 2 km en arrière de l'accident. Au contraire à 3 km à l'Ouest, les gneiss sont nivelés et recouverts par une table basaltique de 2 × 5 km (cote 1 625) qui risque fort d'être un lambeau de la vieille surface, dénivelée de 250 mètres à une époque assez ancienne (mi-Tertiaire ?) pour permettre le recul du talus. Mais aucune preuve ne peut être apportée sur l'appartenance de ces basaltes aux vieux trapps.

LES GRADINS ÉTAGÉS ENTRE L'O. TILOK (SUD) ET L'O. TABARAKAT (NORD)

Dans cette région, en effet, la haute surface et ses lambeaux basaltiques s'abaissent lentement jusqu'à 1 700 mètres (cote de 1 731 sur une mesa), dans l'Ad. Ahorat où elle est interrompue par un talus NS très net, au pied duquel prennent naissance les affluents supérieurs de l'O. Tin Snaget, vers 1 250 mètres. Les plus hauts témoins de coulées que l'on connaisse à l'Ouest du talus sont à 1 500-1 509 m (les 2 mesas d'Akhbane). Comme deux ou trois fractures NS existent le long de ce talus, on pourrait penser à un escarpement de faille. Mais d'autre part, il se situe sur le contact entre des gneiss NS à l'Ouest (et même 2 bancs de cipolins affleurent près du talus) et des migmatites à l'Est. De plus, ce talus NS est interrompu au Nord par une ancienne vallée tertiaire dans laquelle s'est épanchée la « coulée de pente » de Tan Okatine [1] qui descend de 1 422 à 1 152 mètres en 15 km (pente de 1,8 %). Or, tandis que toutes les mesas à l'Est de l'abrupt se situaient autour de 1 700 mètres (Ad. Ahorat), tous les vestiges de basaltes à l'Ouest se situent à des altitudes voisines de celles de Tan Okatine, aussi bien au Nord sur l'Asakou (1 435 m), sur l'Azerzem (3 mesas), qu'au Sud (3 mesas sur Téhénaït - Toubhart vers 1 300 mètres, et à 2,5 km au NNO du Tan Okatine, une autre mesa se situe à environ 1 150 mètres). Toutes les crêtes se trouvent également à des altitudes très comparables, même l'amande granitique résistante du Téhénaït-Toubhart (1 480 mètres), celle de l'Asakou ou les crêtes de cipolins de l'Azerzem (1 300 mètres).

On pourrait fort bien avoir un niveau d'érosion incliné de 1 400 à 1 100 mètres vers l'Ouest, situé au pied d'un niveau plus ancien, l'Ahorat, qui, déformé, serait encore représenté par les hautes buttes de l'Akhbane qui dominent le niveau de 1 400 mètres. La reprise d'érosion se serait arrêtée selon un contact géologique, entamé seulement par «l'embayement» d'une grande vallée (Tan Okatine). Depuis, la grande coulée qui a ennoyé cette vallée, a subi une inversion de relief considérable (100 mètres environ) qui repousse l'établissement de ce niveau assez loin dans le temps.

Cet emboîtement remarquable du Tan Okatine est l'un des sites fondamentaux utilisés par P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 25) pour la démonstration de l'existence de trois niveaux d'érosion :

— l'Ad. Ahorat fait partie du niveau supérieur ;
— la mesa de Tan Okatine appartient au « niveau moyen », qui est déformé, vu la pente de la coulée ;
— un niveau inférieur est constitué par « de larges vallées à fond plat vers 1 030 mètres ». Trois petites mesas, situées vers 1 050 mètres sur la rive droite de l'O. Tin Snaget, sont manifestement emboîtées dans le niveau de Tan Okatine et marqueraient un épanchement en relation avec ce niveau inférieur.

La réalité de ces trois niveaux d'érosion, ici, paraît indéniable, mais il faut préciser que :

1) **Ces niveaux paraissent déformés puisque la surface supérieure passe de 1 900 à 1 700 m (Ahorat) [2] puis brusquement à 1 500 mètres** (Akhbane) et s'abaisse très rapidement. Le deuxième niveau, plus irrégulier, s'abaisse en 15 km de 1 400 à 1 150 mètres. Donc ces deux niveaux rejoignent très vite la surface de dégradation du niveau inférieur situé vers 1 000-1 050 mètres et ils n'ont qu'une importance *très locale*, liée à une déformation de ce flanc Ouest de l'Atakor. D'ailleurs il existe des restes

1. Cette coulée repose en effet sur des lits de galets fluviatiles qui comprennent à côté de quartz (dont certains ressemblent aux « billes » du Téhé n'Tsita, sans doute remaniées ici) et de granite, des basaltes gris qui prouvent qu'il existait déjà une couverture volcanique antérieure. Les gneiss, sous la mesa, sont altérés sur 3 à 4 mètres au maximum (sol rougeâtre), mais encore désagrégés sur une vingtaine de mètres.

2. Excepté la mesa 1 734, les mesas de l'Ahorat conservent les vestiges de 2 ou 3 coulées superposées qui font penser à des restes de trapps. Les vallées restent très fortement encaissées dans ce haut niveau, sauf à l'extrême amont où les hautes vallées des oueds Amassine, Temeslezente ou Araane s'élargissent en alvéoles vers 1 800-1 900 mètres au niveau ou à l'Est de l'accident Ouest Atakor, dans une zone où la déformation postérieure a dû être moins sensible.

de coulées basaltiques plus à l'Ouest : à l'aval dans l'O. Tilok, à l'Ad. tin Édemi au NO ou encore dans cette belle mesa du Tamriouine (1 111 m) qui domine les plaines environnantes de 120-130 mètres et conserve, à la base des basaltes, les vestiges d'un beau sol rouge [1]. Mais cette convergence des surfaces ne permet pas le raccordement de ces lambeaux à un niveau déterminé.

2) **Les trois niveaux étagés pourraient être d'origine tectonique** puisque nous venons de voir qu'il y a eu plusieurs phases dans la tectonique de l'Atakor et à des époques assez échelonnées pour permettre le développement du niveau moyen (Oligocène à Pliocène) par exemple. Pour le niveau inférieur, il faut remarquer le très faible développement de ces vallées élargies : alvéole des O. Araouane et Megesest, puis vallée d'In Sakouane démesurément élargie, plainette au pied du Tan Okatine, puis à l'Est du Tamriouine. Leur importance paraît très grande vue de la piste, qui emprunte exactement cette enfilade de couloirs aplanis. En fait, ces petites plaines, enfoncées de 20 à 50 mètres au maximum dans la surface précédente, suivent très fidèlement le contact entre les gneiss en relief à l'Est et les migmatites souvent mélanocrates (autour du Tamriouine) et truffées de petits affleurements de granites migmatitiques à l'Ouest. Au contact entre ces deux ensembles, les roches des petites plaines du niveau inférieur n'affleurent guère, mais lorsqu'on peut les observer, elles sont méconnaissables par suite d'une fissuration et d'un écrasement extrêmes qui ont transformé la roche en très fines lamelles « schisteuses » [2]. Par exemple, au Nord de l'Araouane ou dans l'In Sakouane, la roche se débite en cubes de 2 ou 3 centimètres que le ruissellement emporte aussitôt. On comprend ainsi le développement très rapide de l'érosion aréolaire le long de cette zone privilégiée qui représente le niveau inférieur, perché à 5-6 ou 10-12 mètres au-dessus des grandes vallées. Vers l'Ouest, les migmatites plus réfractaires à cette érosion gardent un relief plus irrégulier, avec un moutonnement monotone de petites « pustules » rocheuses.

Pourtant, cette zone d'écrasement a favorisé aussi la mise en place de lames de granite, écrasées par la suite comme des protogines et qui donnent de longues crêtes étroites comme l'Araouane qui domine de 100 mètres environ la plaine de roches écrasées du niveau inférieur.

3) **Vers le Sud, ces trois niveaux se retrouvent régulièrement jusqu'à la plaine de Tit :**

a) *La surface sommitale en effet s'abaisse vers le SO avec encore des lambeaux basaltiques à* 1 628 *m à In Seras.* Elle est brusquement interrompue selon une barre SSE-NNO (Amsa 1493, In Tafi 1 567, gorge de l'O. Tilok 1 545, Garamat 1 573), extrêmement continue, qui apparaît comme une ligne majeure de la topographie de l'Atakor occidental sur les photos de Tiros III. Cette ligne de hauteurs rigides ne peut être que structurale.

On la rencontre chaque fois qu'on remonte l'un des oueds de la bordure Ouest (Iheri ou Tilok). Dans l'Oued Tilok, en amont de l'Araouane, l'oued monte de 100 mètres en 15 km dans une large vallée sableuse bordée de collines de 20-25 mètres appartenant au niveau moyen. Puis il se resserre brutalement au passage de deux petites crêtes de protogine, et plus encore au niveau de la troisième qui se dresse comme une barre haute de plus de 100 mètres et forme ce fameux talus. Ces crêtes sont formées de migmatites ou de granite écrasé (d'où l'orientation « mécanique » de tous les cristaux), avec formation de grands cristaux de feldspaths postérieurs (1 à 4 cm) qui donnent une allure de gneiss œillé. Parfois on constate aussi une intense silicification (silice de néoformation). Ces recristallisations ou recimentations prouvent que ces zones ont été broyées à une certaine profondeur, tandis que la zone de broyage qui donne les plaines du niveau inférieur a dû apparaître lorsque le socle était déjà plus près de la surface et les fissures sont restées vides. Ce long talus continu est donc aussi lié à ces broyages intenses qui peuvent donner les roches les plus résistantes ou les plus incohérentes de toutes. Il crée un niveau structural que tous les oueds franchissent par des défilés [3] et a permis, en arrière, la conservation du niveau supérieur jusqu'à l'Ad. Garamat où le talus de bordure du haut niveau devient NS, le long de l'Ad. Ahorat, également structural.

b) *Le niveau moyen s'étend sur les gneiss d'In Sinak à sommets tabulaires* (1 250 *à* 1 300 *mètres*), découpés en lanières par d'étroites vallées de ligne de faille SSE-NNO.

On le retrouve dans l'In Tinzéouine où l'érosion remontant du niveau inférieur a largement pénétré en arrière de l'Araouane. Enfin, plus au Nord, on le retrouve dans l'Oumaten (1 250 à 1 300 mètres), bien conservé

1. Ce sol renferme dans sa fraction argileuse une kaolinite très largement dominante, un peu d'illite et des oxydes de fer, et enfin des traces de montmorillonite (rayons X, I.G., Paris).

2. Cette extrême fissuration a favorisé une crypto-altération profonde que révèlent les sondages de la SOGETEC : les puits au SO du Tan Okatine et surtout dans l'In Sakouane (en particulier n° 3520.3523) révèlent sous la pellicule de reg, une épaisseur de quelques mètres de roche altérée, franchement argileuse.

3. Sur ce même axe de mylonites recristallisées, on trouve les gorges de l'O. Temouzerègue à travers la lame de granite (protogine) de Téhénaït (1 480 mètres) et même la « coulée de pente » de Tan Okatine franchit cet alignement par un ressaut (vers la cote 1 291). En arrière de ce seuil structural, l'O. Hatane, affluent de l'O. Tilok, a commencé l'évidement d'une alvéole, en particulier aux dépens d'un affleurement de granite migmatitique (XVIII-XXIV n° 125).

grâce à la protection d'un seuil structural, lié à une lame NS de protogine plus continue que l'Araouane (Tanokzert). La netteté du contact entre niveau « moyen » et « inférieur » est donc aussi liée à un seuil structural, dû à des mylonites granitisées, mais beaucoup moins continues qu'à l'Est.

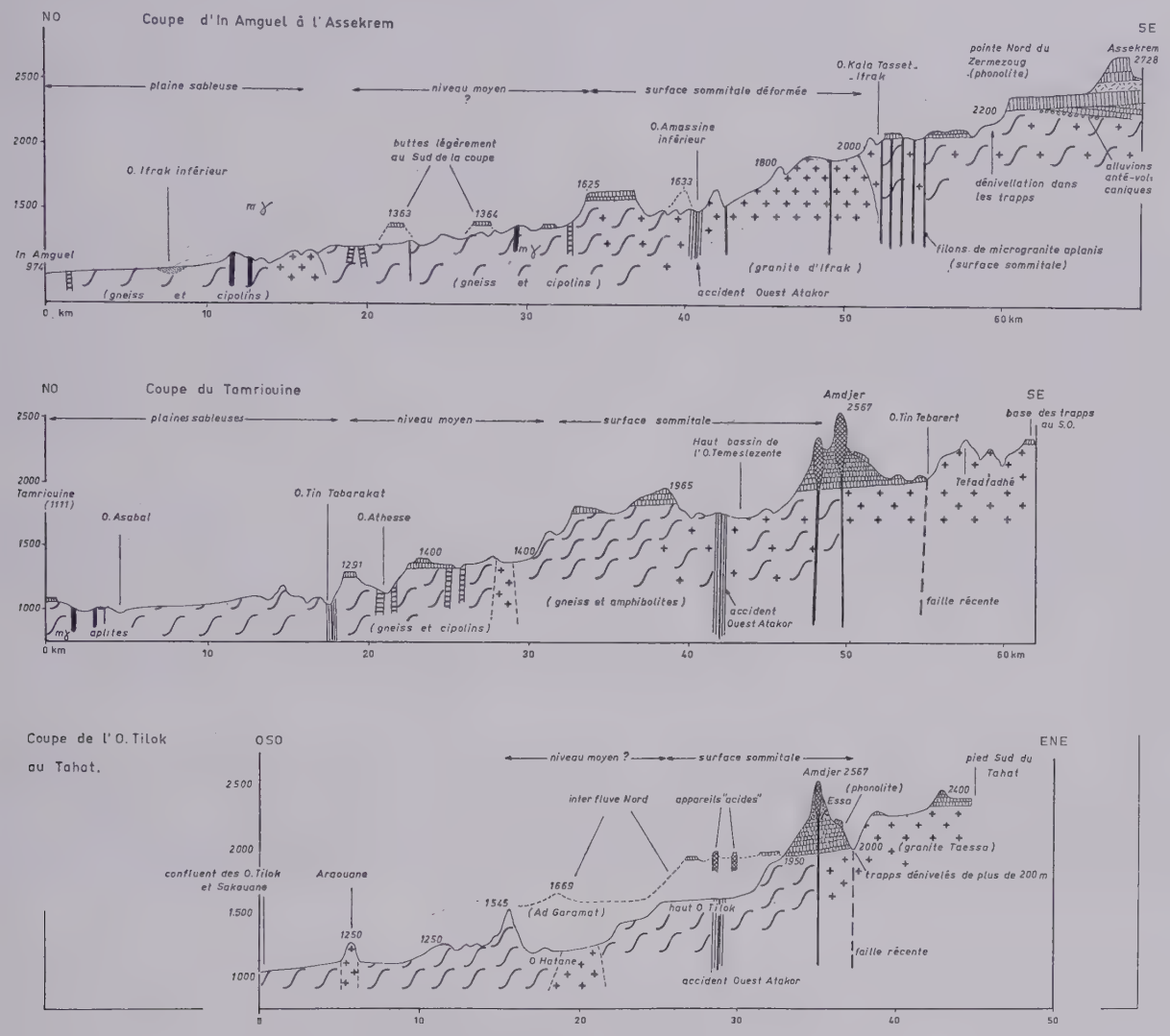


Fig. 124. — Coupes Est-Ouest au Sud du Tan Okatine (flanc Ouest).

c) *Le niveau inférieur s'abaisse ensuite lentement et se raccorde aux plaines à inselbergs du Tanezrouft oriental.* Les oueds toujours épigéniques restent indifférents à la structure, mais leur encaissement diminue très vite. Ils divaguent ensuite à la surface des plaines et l'influence de la tectonique récente de l'Atakor s'atténue rapidement.

4) **Conclusion :**

Grâce à la présence de ces bandes de mylonites, le flanc Ouest de l'Atakor offre le seul exemple de niveaux étagés du massif. Chacun de ces niveaux est magnifiquement protégé en arrière d'une barre continue de roche dure, qui donne à cet étagement une netteté étonnante. Mais **ces niveaux semblent dus à une reprise d'érosion très locale, sur quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres, en fonction du bombement du massif, qui paraît indiscutable.** D'ailleurs, les altitudes de chacun de ces niveaux, s'élèvent du Sud vers l'Ahorat dans l'alignement du bombement maximum de la Koudia, puis, au Nord, elles redescendent rapidement.

LES TALUS NORD-SUD ET L'ALVÉOLE DE L'O. TEKCHOULI

1) *Au Nord des mesas de Tan Okatine, la topographie change brusquement* car les deux « barres » disparaissent précisément à ce niveau :

— Celle de l'Ad. Ahorat ne réapparaît plus au Nord du Tan Okatine et le niveau moyen (1 400-1 450 m) remonte aussitôt très loin vers l'Est le long de l'O. Tabarakat, jusqu'à proximité des Tilmas Tebezetine où il est bloqué au pied de la lourde crête de l'Imerdjèjène, formée de migmatites avec de petits affleurements de granite migmatitique [1].

— Celle de l'Araouane disparaît également. Vers le NNO, la roche est simplement écrasée (vallée de l'O. Senaouène) au sein de gneiss et de cipolins assez résistants, puis les silicifications reprennent au Nord de l'O. Tekchouli dans les reliefs pseudo-appalachiens de la région d'In Amguel.

Faut-il attribuer à la disparition de ces talus protecteurs l'effacement des niveaux étagés vers le Nord ? Ou bien doit-on voir dans la chute brutale des altitudes vers l'O. Tekchouli (1 150-1 200 m) un reflet de la dissymétrie générale du bombement due à la flexure tertiaire ? C'est en effet précisément au niveau du Tan Okatine qu'apparaissent les premières fractures OSO-ENE, qui marquent sans doute l'emplacement de cette ancienne flexure (fig. 121). L'analyse morphologique est ici particulièrement complexe parce qu'interviennent des différences de dureté plus accusées.

2) *En effet l'alvéole de l'O. Tekchouli se localise dans une zone incomplètement granitisée* où affleurent de très nombreux bancs de cipolins [2]. Ces reliefs « appalachiens » peu élevés atténuent un peu la monotonie de cette plaine, sans empêcher pourtant l'O. Tekchouli de s'affranchir totalement des influences structurales.

En effet, l'O. Tekchouli, qui descend du Tahat, s'élargit déjà en amont le long de l'Imerdjèjène en suivant une ligne de fracture SE-NO puis, lorsqu'il débouche dans la plaine, il se divise en deux grands bras qui enserrent une ellipse de 15 × 5 km, où apparaissent, sur photo aérienne, de nombreuses traces de lits abandonnés. Ces variations du cours de l'oued et cette division par anastomose peut s'expliquer en partie par le régime très irrégulier des crues, promptes à déborder dans une plaine sans obstacle. Mais cette indécision paraît due aussi au tracé même de l'oued qui se dirige vers l'Ouest, à travers des chaînons gneissiques alors qu'il existe une pente normale vers le Nord, qui paraît beaucoup plus naturelle. En effet, la pente indiquée par les crêtes de migmatites au SO ou par l'ensemble de la topographie, encore jalonnée par quelques lambeaux de basalte [3], s'incline du Sud vers le Nord où l'on passe graduellement à la gouttière d'In Amguel (995 m). Or cette pente vers le Nord correspond à celle de tout le flanc Nord de l'Atakor et paraît due à une déformation tectonique d'ensemble.

L'O. Tekchouli a échappé à cette attraction vers le Nord en s'enfonçant dans des gneiss granitisés fortement altérés (branche Nord) ou intensément fissurés. L'alvéole paraît due en effet à une forte action de l'érosion aréolaire, évidant ces roches par rapport aux crêtes gneissiques de l'Ouest (1 300 à 1 150 mètres), aux reliefs « appalachiens » du Sud et aux gneiss et cipolins subsistant vers 1 300-1 350 mètres à l'Est. Cette plaine représenterait alors le « niveau inférieur », semblable aux larges vallées et aux petites plaines du Sud du Tan Okatine.

3) *Les reliefs en gradins à l'Est de la plaine de l'O. Tekchouli :* l'étude de la bordure Est de cette plaine semble confirmer ce point de vue. En effet un brusque gradin, incliné à 35-40° et haut de 100 à 120 mètres au moins, permet d'accéder à un niveau d'érosion où des gneiss et des cipolins sont aplanis vers 1 300-1 350 mètres et recouverts par des mesas importantes à 1 400 et au Nord, 1 366 mètres. On pense aussitôt au « niveau moyen » simplement décalé vers l'Est par rapport au Tan Okatine. D'ailleurs de ce niveau « moyen » on aperçoit vers le Sud et vers l'Est un nouveau gradin, très irrégulier, surmonté de tables de basaltes à environ 1 600 mètres (cote 1 628) qui serait le « niveau supérieur ». On pourrait donc étendre à toute la bordure Ouest de l'Atakor les conclusions sur les trois niveaux d'érosion déclenchés par le soulèvement saccadé.

Ici cependant, cette hypothèse exige une discussion car le talus entre le niveau inférieur (Tekchouli) et moyen (1 350 m) a la continuité et la rigidité d'un accident tectonique. Il correspond d'ailleurs

1. L'un de ces pointements de granite est magnifiquement évidé en petite plaine ovale de 400-500 mètres de diamètre, drainée par une gorge étroite à travers une « corolle » de grands blocs de migmatites, haute de 80-90 mètres (XVIII-XXIV n° 170.171).

2. Au Sud de l'O. Oussaredjoute, les cipolins forment un pli NS dissymétrique et, à l'Est, une boucle synclinale ovale de cipolins et de gneiss. Or le cœur de cette dernière structure est formé de granite qui donne une topographie pseudo-appalachienne peu banale : une plaine sableuse parsemée de clochetons (cote 1 372) et entourée de crêts réguliers, tournés vers l'extérieur. Juste au Sud de l'O. Tabarakat, les géologues du BRMA signalent un dôme de cipolins (5 × 5 km) qui n'a pas été évidé. Il faut signaler que ces anticlinaux à cœur granitique et auréoles de cipolins, ou amphibolites, ont été signalés par H. Butler dès 1922 (p. 831) dans la région du Serkout, puis par le BRMA (SE carte Timgaouine) au SSO de Tamanrasset, ou encore par C. Reboul (1962, p. 27) entre les granites d'Anfeg et de Tin Begane.

3. Des restes de coulées affleurent au Sud à 1 200 et 1 220 mètres, puis entre les deux bras de l'oued à 1 200 mètres et au Nord, près de la cote 1 098, on trouve plusieurs témoins basaltiques de quelques dizaines de mètres carrés à 1 100 mètres.

sur 6-7 km au Sud et plus au Nord, à une grande fracture Nord-Sud que l'on suit sur 35 km jusqu'à l'Hassi n' Akaham. Au Nord, d'ailleurs, un talus d'importance décroissante est lié à cette faille et détermine une reprise d'érosion sur toute une série de petits oueds (l'Ahensa Noulemdène par exemple) qui naissent à son pied ou bien qui ont capturé des oueds Sud-Nord qui s'écoulaient selon la pente générale de l'hydrographie du flanc Nord. Le coude de capture, net en particulier au Nord de la côte 1 273, prouve qu'un niveau de base plus favorable est apparu tardivement à l'Ouest. Faut-il expliquer ce détournement par un affaissement de la plaine à l'Ouest ? ou par le développement rapide du « niveau inférieur » ?

— L'explication tectonique est assez séduisante, surtout quand on observe le talus au SE de Seksen Ahni, où aucun contact brutal de roches de résistance très inégale ne permet d'expliquer l'exhumation récente d'une vieille fracture. Cette hypothèse n'est donc peut-être pas entièrement à rejeter.

— Cependant, vers la partie centrale, la faille paraît totalement aplanie dans le « niveau moyen » et sur 5-6 km, le talus est reporté à 3 km en avant, toujours aussi raide et rectiligne. Il est localisé ici sur les affleurements NS d'un pli de cipolins très cristallisés et de gneiss granitisés, au contact de migmatites arasées. Le sommet aplani du pli porte des altitudes voisines de 1 300 mètres (au Nord 1 273) et même une petite mesa. Ici l'arrêt de l'érosion aréolaire contre un niveau plus dur paraît plausible. Vers le Nord, l'hypothèse d'une exhumation de la faille paraît se confirmer puisque l'érosion aréolaire s'est cantonnée dans les migmatites et les granites migmatitiques, tandis qu'à l'Est du talus affleurent des bancs alternés de gneiss et de cipolins. Quand, au Nord, vers l'ancien centre de culture d'Ifrak, un même granite migmatitique affleure des deux côtés de l'accident, le talus disparaît.

La contradiction de ces diverses observations s'explique par une origine très complexe de ce talus. L'existence de très petits lambeaux de basalte sur le niveau inférieur prouve que cette plaine n'est pas due à une érosion différentielle récente qui impliquerait une destruction extrêmement rapide de coulées subactuelles dont on voit mal l'origine. Il s'agit plutôt d'ultimes vestiges de coulées anciennes sur une surface déformée. Mais cette déformation n'a pas été simple, elle a dû s'accompagner à la fois de rejeux locaux de vieux accidents et d'une reprise d'érosion, aboutissant à ce talus complexe actuel.

3) *STYLE TECTONIQUE DE LA BORDURE OUEST*

L'examen d'un certain nombre de talus topographiques ou d'accidents géologiques nous a conduit dans presque tous les cas à admettre que les premiers limitaient des niveaux d'érosion et que les seconds étaient nivelés au moins sur une partie de leur tracé (accident Ouest Atakor). Aucun accident cassant n'a pu être réellement mis en évidence. Au contraire, trois niveaux étagés se rejoignant rapidement vers l'extérieur font penser à des déformations saccadées, valables pour l'ensemble de cette bordure. Dans ce matériel réputé rigide, le raisonnement morphologique conduit, ici encore, à admettre **des déformations à moyen rayon de courbure du type des flexures, pratiquement sans fractures.**

E. — LE RÉSULTAT FINAL : L'INDIVIDUALISATION D'UNE COUPOLE PRESQUE RÉGULIÈRE

Apparu sous la forme d'un bourrelet OSO-ENE, coupant le Hoggar dans sa partie centrale en fonction d'une très grande flexure, l'Atakor s'est progressivement individualisé. Il a été remodelé sur son flanc Sud par le volcanisme « acide », puis sur son flanc Nord par la tectonique liée aux volcans basaltiques récents, pour devenir une sorte de grand dôme surbaissé, rattaché au bourrelet seulement vers l'Est. En effet, si l'on prend pour point central l'Assekrem, au cœur du massif (2 700 mètres), on atteint la courbe 1 400, celle qui cerne le plus fidèlement le massif, à 50 km au Nord (dans l'O. Hirafok) au Sud (NE de Tamanrasset) au SE (SO de Tahifet), et au NE (Efeni), à 45 km à l'Ouest, à 42 km au NO (au bord de l'alvéole de l'O. Tekchouli) et à 40 km seulement au SO qui est le rebord le plus raide. Ce résultat cartographique ne fait que confirmer cette impression de coupole régulière, ressentie quand on regarde l'Atakor depuis le Nord, l'Ouest ou le Sud : les talus raides, de faible amplitude, se fondent dans l'étonnante régularité de l'ensemble.

Ce bombement, retouché certainement par l'érosion, doit pourtant l'essentiel de son allure à des déformations tectoniques successives où les mouvements à moyen rayon de courbure semblent avoir eu une part essentielle. **Il est étonnant de trouver ainsi un bombement du type des massifs**

hercyniens de l'Europe moyenne, au milieux d'un vieux bouclier précambrien. Mais ce bombement n'est pas localisé au hasard sur ce bouclier. En effet :

1) *Dès l'époque de l'orogénie suggarienne, l'Atakor apparaît comme un noyau particulier,* autour duquel les plis s'incurvent jusqu'à prendre des directions presque Est-Ouest (Telohat, Est du granite d'Abdassène, région d'Oualadjane) qui préfigurent déjà ses bordures. Les granitisations suggariennes s'y groupent non pas en énorme massif comme dans la Tefedest, mais en une série d'amandes juxtaposées (Tit, Aguenar, Akar Akar, Ifrak, Tarouda, Taramaste, Itakalen) entre lesquelles vont se localiser les phénomènes postérieurs.

2) *L'apparition, à une époque indéterminée, des premières grandes fractures entraîne l'apparition d'amandes granitiques sur les bordures de l'Atakor* (les granites en lames d'Idelès, de Tesselite Lehète, de l'Oualadjane et de la bordure Ouest) comme si ces bordures restaient des zones fragiles.

3) *Plus tard, l'Atakor a encore rassemblé la presque totalité des granites post-tectoniques mis en place dans le Suggarien.* Avec la Taessa, l'In Tounine, l'Aheleheg et sans doute Abdassène, l'Atakor concentre sur ses flancs Sud, Ouest et Nord, l'essentiel de ces granites.

4) *Les grands systèmes de fractures NS, SSE-NNO ou SSO-NNE qui sont apparus à diverses époques géologiques ont toujours atteint une densité particulière dans l'Atakor* qui apparaît comme le principal centre de divergence des accidents tectoniques.

Ce quadrillage de failles a donc affaibli la rigidité du bâti tandis que toutes les granitisations prouvent une constante tendance aux montées de magma dans cette zone privilégiée. Le volcanisme récent s'est exactement réparti sur l'aire de ces anciennes granitisations, en se concentrant plus particulièrement sur les zones de fractures. Les injections de laves le long de ces accidents a entraîné l'apparition de flexures plutôt que de failles et on peut penser que **ce volcanisme n'est que la manifestation visible d'une nouvelle arrivée de magma en profondeur, responsable du bombement général.** Pour comprendre cette étrange tectonique « souple » dans un matériel rigide, il faudrait remonter bien au-delà de l'apparition du bombement actuel, vers l'Éocène.

CHAPITRE II

LA TRANSITION ENTRE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA HAUTE MONTAGNE ET CELLE DES BORDURES :

L'étude de la Koudia a montré comment l'érosion avait réagi à l'apparition de ce bombement : après une phase d'exhumation et de lente dégradation de la vieille surface couverte de placages sédimentaires, on assiste, lors de l'édification des trapps, à l'établissement de longues pentes d'érosion. Quand le socle est à nouveau atteint, de petites alvéoles se creusent sur les flancs du massif, encore envahies par quelques « coulées de pente ». Puis l'accentuation du bombement lors des éruptions « acides » entraîne le creusement de vallées profondes sur les flancs de l'Atakor, mais dans les basaltes altérés, l'enfoncement linéaire favorise le développement de vastes glacis en roche tendre, tandis qu'autour des hauts reliefs phonolitiques se développent d'énormes versants de solifluction en contrebas de niches de névé.

Sur les bordures, l'évolution morphologique constatée au Takacherouet (*Cf.* p. 395) est moins spectaculaire, avec apparition de glacis (ou de pédiments) plus ou moins étagés. Partout la prédominance de l'ablation et du creusement linéaire a fait disparaître les dépôts corrélatifs les plus caractéristiques des différentes phases de cette évolution, dont la reconstitution est rendue difficile. Seules font exception à cette règle les petites dépressions « volcano-tectoniques » enfoncées dans les contreforts granitiques de l'Atakor occidental. Depuis l'époque de leur formation elles ont permis le dépôt et la conservation de séries sédimentaires très continues, les plus complètes que l'on connaisse actuellement pour l'ensemble du Sahara. D'où leur importance paléogéographique considérable, accrue encore par leur position à différentes altitudes qui permet d'étudier la transition entre la montagne et ses bordures.

Dans l'état actuel de nos connaissances, fondées surtout sur les coupes visibles, le bassin de Tin Tebarert apporte la chronologie la plus complète.

I. — LE QUATERNAIRE DU BASSIN DE TIN TEBARERT ET LA LIAISON AVEC LA MORPHOLOGIE DES VERSANTS PHONOLITIQUES :

Ce bassin correspond à ce que l'on appelle aussi le « Cirque de l'Ilamane », entouré de granite à l'Ouest, au Sud et SE, et de trapps et de phonolite à l'Est et au Nord. Au cours du Quaternaire les apports granitiques et volcaniques ont été mêlés dans cette sédimentation, mais l'énorme aiguille de l'Ilamane (2 760 mètres) qui « surgit de plus de 400 mètres au-dessus de son pierrier » et domine le bassin de près de 600 mètres, a fourni la plus grande partie du matériel du cône de l'Arhil (*Cf.* carte en couleurs n° 10). Ce cône est, en fait, une longue langue de blocs et d'éléments fins qui s'étale jusqu'à 2 km à vol d'oiseau en avant du Pic sur une dénivellation de 280 à 290 mètres (soit une pente de 14 %). Ce revêtement détritique est tout à fait semblable à ceux qui descendent des grands plateaux phonolitiques de la Koudia et représente comme eux, un versant « inactuel » lié à des conditions plus humides et plus froides. Malgré la longueur du versant, le revêtement reste toujours très peu épais (2 à 6-7 mètres) et recoupe « en discordance » les vieux trapps, puis le granite et enfin repose sur des alluvions lacustres finement litées qui sur la rive gauche de l'O. Abrare atteignent près de 15 mètres. Ces alluvions lacustres sont les plus anciens témoignages visibles dans ce bassin.

A. — UNE PHASE LACUSTRE D'AGE VILLAFRANCHIEN

1) *DESCRIPTION DE LA COUPE AMONT, SUR LA RIVE GAUCHE DE L'O. ABRARE* (*Cf.* carte couleurs nº 10). Sur les 8-10 mètres inférieurs [1] ces dépôts argileux se présentent en feuillets de 1 à 10 mm d'épaisseur d'une telle régularité qu'on serait tenté de parler de « varves ». La stratification est soulignée par des liserés orangés sur un fond gris lorsque l'argile est extrêmement compacte (cas le plus fréquent), par des lits plus micacés noirâtres ailleurs (riches en biotite et en poussière de quartz). Quand on écarte deux « varves » successives avec un canif, on voit apparaître un fin réseau de minuscules fentes polygonales, caractéristiques de phases de dessication contemporaines du dépôt, comme si cette bordure boueuse du lac était annuellement exondée. En partant du niveau de l'oued actuel, on observe :

a) 20 A 70 CM D'ARGILES FEUILLETÉES COMPACTES.

b) PUIS 0,3 A 1,5 MÈTRES D'ÉLÉMENTS PLUS SABLEUX : sables noirs, graviers (3 à 5 mm) de basalte et de granite avec de beaux feldspaths roses, peu altérés, enfin quelques très rares galets subanguleux de 1 à 6-7 cm (faciès grossier ou porphyroïde du granite d'Ilamane). Or, ces éléments plus grossiers forment, avec les plaquettes d'argile, de curieuses figures (fig. 125), qui ne paraissent pas explicables par des phénomènes de turbulence. A. CAILLEUX pense qu'il a dû y avoir irruption brusque de ce matériel détritique, créant une surcharge à la surface de la boue liquide durcie superficiellement (par la sécheresse ou le gel). En cédant localement, la pellicule d'argile durcie a entraîné l'enfoncement de paquets d'alluvions grossières. Ceci aussi indique des conditions de bordures lacustres avec exondations temporaires. Les graviers granitiques, agglomérés par un ciment ferrugineux brun se groupent vers la base tandis que les sables noirs se situent vers le haut.

Ces sables sont colorés par des oxydes de fer et manganèse et contiennent de petites concrétions d'argile grise. Dans la fraction entre 0,5 et 1 mm, 100 % des quartz sont « non usés ». Sur l'ensemble du sable, on compte seulement 10 % de feldspaths rougis par altération et 90 % de quartz (50 % brillants, 40 % d'un blanc laiteux : quartz filonien ?) Quand on compare ce résidu détritique aux cristaux du granite environnant, on est obligé d'admettre un fort amenuisement des éléments et surtout la disparition, dans les sols de l'époque, d'une très forte proportion de feldspaths. Pourtant, ces sables contiennent aussi des biotites très fraîches, ce qui paraît plus étonnant, mais ces biotites très noires et peu feuilletées sont sans doute des lépidomélanes (biotite des basaltes) et proviennent peut être du lavage de cendres fraîches par un ruissellement diffus. Ces biotites sont en effet bien trop peu altérées pour avoir la même origine que le matériel granitique, et on les retrouve ensuite dans toute la coupe, mêlée aux « varves » les plus pélitiques.

c) LES ARGILES FINEMENT LITÉES REPRENNENT AU-DESSUS, EN ALTERNANT AVEC DE FINS LITS DE PÉLITES. Entre les feuillets, on découvre parfois de belles empreintes de feuilles ou même de minuscules fragments de bois. Vers 2 mètres, apparaissent des feuillets de diatomites plus minces qu'une feuille de papier, intercalés dans l'argile ; parfois ces feuillets de diatomites deviennent très denses et donnent des niveaux blanchâtres, mais toujours très impurs. Des feuillets de limonite donnent des colorations jaunâtres (D 74). Puis à partir de 3 ou 4 mètres, les diatomites disparaissent et l'alternance des feuillets d'argile reprend avec des empreintes de feuilles d'Angiospermes [2] ce qui suggère une sédimentation en eaux très calmes pour conserver ces feuilles grandes et minces. A la base et parfois à la partie supérieure de la zone à Diatomées, de grandes plaques de calcite cristallisée en fines fibres verticales [3] s'intercalent entre les feuillets, en plaques très étendues et épaisses de quelques mm. Une analyse calcimétrique (Serv. Hydraul., Alger) donne 81,6 % de CO^3Ca et une analyse spectrale indique, à côté de calcium abondant, du magnésium et un peu de fer. Ces grandes plaques, que l'on dégage facilement, ont une surface légèrement onduleuse qui doit reproduire l'allure de l'ancien fond du lac ; elles gardent à la base, une structure « microzonaire » primitive, soulignée par des films noirs d'oxydes ferreux tandis que la partie supérieure

1. En creusant sous le niveau de l'oued actuel, j'ai pu constater que le même faciès se continue, vers le bas, sur au moins 0,8 à 1 mètre (profondeur du trou).

2. Comme l'a bien montré J. HÉRIBAULT (1902) « la fossilisation des feuilles n'est pas possible au cours de la formation d'un dépôt diatomifère » car les Diatomées exigent des eaux pures et bien éclairées pour se multiplier, donc une sédimentation infime et trop lente qui ne recouvre pas les feuilles fragiles aussi rapidement que les boues argileuses. L'épisode à diatomites correspond donc à une phase où le couvert végétal devait être plus dense pour « filtrer » plus efficacement les éléments de la taille des limons argileux.

3. Malgré cette cristallisation curieuse, il s'agit bien de calcite. Ceci m'a été aimablement confirmé par A. ZISERMAN (Labo. géol. appliquée, Paris) d'après l'étude des clivages, la réaction positive à l'acide dilué et l'étude des indices de réfraction. Cette liaison entre séquence à Diatomées et séquence calcaire est très fréquente dans la sédimentation lacustre quaternaire du Sahara (par ex. au Nord du Tchad). On peut tenter de l'expliquer d'après les observations de C. GUEZ au lac Pavin où des eaux arrivant avec 25 à 30 ‰ de SiO^2 ressortent complètement dépourvues de silice tant la consommation par les Diatomées est rapide. On peut donc admettre que, au moment de leur développement maximum, les Diatomées n'arrivaient pas à consommer toute la silice et les eaux, restant acides, conservaient leur teneur en calcium. Mais dans la phase de moindre teneur en SiO^2 (début et fin de la séquence), les Diatomées consommaient la totalité de la silice, exerçant un véritable effet de filtre. Aussitôt le pH augmentant, il a pu y avoir sursaturation et dépôt du calcaire.

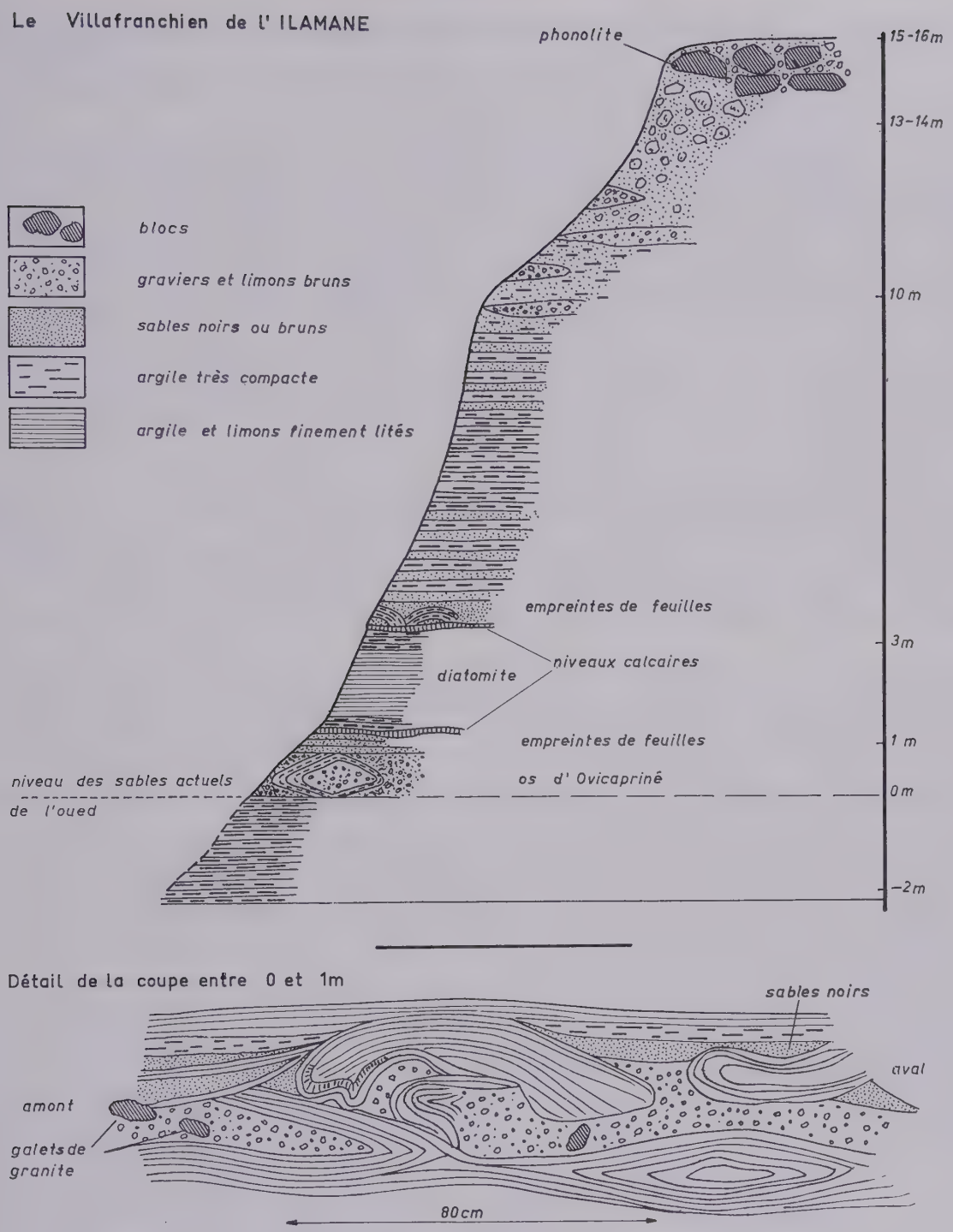


Fig. 125. — Coupe d'ensemble et de détail des dépôts lacustres villafranchiens de l'Ilamane. La légende est valable pour les deux coupes.

a été remaniée par une cristallisation authigène en fibres verticales. Or, cette accumulation « zonaire » en minces feuillets purement chimiques implique un changement brutal de pH ou une sursaturation dans une nappe d'eau relativement peu épaisse, sans aucun apport terrigène ou biologique.

d) Puis après un nouvel épisode, mince (20 cm) de sables noirs, la sédimentation « varvée » devient plus grossière :

— *De 4 à 9 mètres, les feuillets sont formés plutôt de limons argileux et de sables* contenant même quelques gravillons de quartz et feldspaths. Les niveaux argileux deviennent parfois plus épais (2-3 cm) et de couleur claire (D 63) et indiquent une sédimentation plus rapide.

— *De 9 à 13 mètres, les belles stratifications disparaissent* et des alternances plus fréquentes de gravillons de basalte gris altéré et de sables quartzeux et feldspathiques apparaissent. La coloration devient uniformément brune (E 21). Parfois on rencontre de rares galets (5-10 cm) de basalte ou de granite, mais il faut noter que la phonolite est rigoureusement absente jusque-là.

— *De 13 à 15-16 mètres, les lentilles de graviers et galets sont de plus en plus rapprochées* et de très nombreuses scories basaltiques, grises, violacées ou même bleutées apparaissent. Il est presque sûr qu'elles sont en relation avec les « micro-volcans » basaltiques qui jalonnent les grandes fractures (*Cf.* p. 348) et dont la place stratigraphique serait ainsi fixée. Dans les tout derniers mètres, apparaissent à leur tour des blocs de phonolite, en grandes dalles avec des blocs mesurant 1 à 1,5 mètres de diamètre. C'est la première apparition des phonolites, peut-être en grands fragments dus à l'explosion qui a précédé la sortie de l'aiguille ? [1]. Il est cependant difficile de conclure car on passe aussitôt au grand revêtement détritique qui recouvre les dépôts lacustres en discordance et contient les mêmes blocs, enrobés dans une épaisse matrice limoneuse.

Ainsi on assiste à la lente dégradation d'un lac où des variations climatiques régulières réglaient les apports terrigènes, biologiques ou chimiques suivant un rythme saisonnier. Les apports détritiques de plus en plus grossiers sont peut-être dus à un déséquilibre d'origine climatique, mais il faut noter qu'ils précèdent de très peu, l'apparition d'un volcanisme basaltique « avorté » puis de l'aiguille de l'Ilamane. Or, nous avons la quasi-certitude que *ces éruptions se sont accompagnées de déformations tectoniques : les dépôts lacustres sont redressés presqu'à la verticale sur la rive droite de l'O. Abrare et d'autre part, un bloc basculé de granite dénivèle de plus de 30 mètres les lambeaux de la formation lacustre.*

2) *UNE BUTTE TÉMOIN DE L'ACCUMULATION LACUSTRE SUR LA RIVE DROITE DE L'O. ABRARE :* à 500 mètres en aval, un témoin de cette formation a été détaché de l'Arhil par l'O. Abrare. En creusant sur environ 2 mètres, à la base de la coupe visible, on retrouve exactement les mêmes argiles finements litées qu'en amont et il a fallu arrêter le creusement à cette profondeur à cause de la présence d'un banc de graviers granitiques à ciment noir ferrugineux très difficile à entamer, qui correspond certainement au niveau détritique à curieuses « figures » de l'amont. Le décalage en altitude est d'au moins 30 mètres.

Au-dessus des argiles litées, des Diatomées apparaissent comme en amont, mais au lieu de pellicules fines, interstratifiées dans l'argile, elles donnent une véritable diatomite d'un blanc éclatant. Ce dépôt est d'une finesse extrême, avec superposition de milliers de feuillets formés alternativement de Diatomées et de très fines poussières éoliennes à aspect de lœss. Chaque feuillet ne dépasse pas quelques dixièmes de millimètre d'épaisseur. Une sédimentation aussi fine indique un milieu plus franchement lacustre que le faciès bordier, plus argileux, de l'amont.

Au-dessus des diatomites, on retrouve 1 à 1,5 mètres d'argiles finement stratifiées, grises ou brunes [2] avec, ici également, de petits niveaux calcaires très continus. Puis sur 2-3 mètres, les limons et les graviers de basalte gris et de granite augmentent, avec de petites concrétions ferrugineuses noirâtres (tout début de la formation d'un alios ?) : cette sédimentation détritique indique le passage du milieu lacustre à une sédimentation torrentielle. Des galets de basalte spongieux ou altérés apparaissent ici aussi et, au-dessus, s'étend le manteau discordant des gros blocs de phonolite enrobés dans des limons bruns.

Cette séquence est bien trop semblable à la précédente pour imaginer un second lac, emboîté en contrebas, et ayant suivi strictement la même évolution paléoclimatique mais aussi volcanique que le précédent. Il s'agit donc forcément du même lac. Or, la finesse de la sédimentation et la régularité des strates semblent exclure l'hypothèse d'un talus brutal de plus de 30 mètres entre les deux affleurements. D'ailleurs, à l'aide d'une boussole Topochaix, j'ai pu mesurer une pente de 6° vers l'amont, dans les alluvions lacustres supérieures. **La déformation paraît donc ici quasiment prouvée : elle**

1. Il est quasi certain que l'aiguille n'existait pas pendant toute cette phase de sédimentation lacustre si fine car on imagine mal cette colonne de 400 mètres, perchée sur un piedestal dominant le lac de plus de 200 mètres, qui n'aurait absolument pas fourni de débris à la sédimentation.

2. Entre les feuillets, on observe, posées à plat, des fines lamelles de biotite fraîche provenant du remaniement de cendres. D'autre part, en lavant la diatomite au tamis de 200 microns, on recueille de petits grains noirs à aspect de verre volcanique, résidu probable de cendres auxquelles sont si souvent liés les pullulements de Diatomées.

a dû jouer dans le sens d'un effondrement du compartiment aval, postérieur au dépôt de ces argiles lacustres.

3) *LES ENSEIGNEMENTS PALÉOCLIMATIQUES DE CES COUPES :*

a) Une sédimentation argileuse essentiellement du type montmorillonite : Mlle S. Caillère avait eu l'amabilité de faire effectuer une analyse très complète d'une plaquette d'argile provenant de la base des diatomites de la coupe d'amont. Aux rayons X, cette argile donne une courbe pratiquement superposable sur celle d'une montmorillonite pure. A l'A.T.D., on obtient aussi une très belle courbe de montmorillonite et un peu d'illite. A l'analyse thermopondérale, on peut chiffrer la quantié de montmorillonite à un minimum de 60-70 % avec environ 30 % d'illite.

— *Parmi les analyses en série effectuées par* H. Paquet, au laboratoire du Professeur G. Millot (Strasbourg) dix ont été choisies ici pour étendre cette détermination :

— A la base de la coupe : 100 % de montmorillonite, puis à 0,5 mètre, 100 % de montmorillonite et traces d'illite. A 1 et à 2 mètres 100 % de montmorillonite.
— L'argile liée aux diatomites (à 2,5 mètres) : 90 % de montmorillonite et 10 % d'illite.
— A 3 mètres : 80 % de montmorillonite, 10 % de kaolinite et 10 % d'illite, puis à 4,5 et 6 mètres, 3 analyses indiquent chaque fois 100 % de montmorillonite.
— L'argile prélevée à 7 mètres de haut : 100 % de montmorillonite.

La correspondance entre ces séries d'analyses permet d'affirmer une prépondérance écrasante de la montmorillonite, avec de 0 à 30 % d'illites, provenant sans doute des minéraux micacés des roches granitiques.

— *Deux analyses chimiques, effectuées au C.R.P.G. de Nancy*, permettent de préciser ces conclusions. Elles ont été effectuées sur produit brut à 0 et à 7 mètres et montrent :

— Une plus forte proportion de silice (55,8 % contre 43,6) et une moindre teneur en alumine (12,1 contre 17,3 %) à la base de la coupe.
— Un enrichissement en fer (de 3,5 à 11,2 %) de la base jusqu'à 7 mètres.
— Des proportions très comparables de MgO et CaO à la base (2,2 % MgO et 2,47 % CaO) et à 7 mètres (2,68 et 3,35 %).
— Une diminution des alcalis de la base (Na^2O = 3,3 et K^2O = 4 %) à 7 mètres (0,75 et 1,34).
— Enfin une nette augmentation de titane (0,4 à 2,95 %) vers le haut, en liaison sans doute avec ces apports de paillettes de cendres volcaniques [1].

La présence de biotites si fraîches et de particules de verre volcanique, puis cette augmentation de la teneur en TiO^2 font penser à des montmorillonites provenant de l'attaque de verres par des émanations fumerolliennes. Ce mode de formation donne les plus pures des montmorillonites (bentonites) et l'analyse au microscope électronique, aimablement effectuée par Mme Oberlin, montre une cristallisation de cette montmorillonite en très belles lattes, accompagnées de quelques impuretés (goethite). Or, les argiles d'origine volcanique ou fumerollienne (kaolinite de Bretagne) sont généralement parfaitement cristallisées. Faut-il dans ce cas enlever toute signification climatique à ce dépôt ?

Or, en étudiant minutieusement l'ensemble du « Cirque » de l'Ilamane, on s'aperçoit que le lac à Diatomées s'est étendu jusqu'à proximité du « verrou » aval. Même en l'absence de forages, on voit affleurer la diatomite en divers points de plus en plus bas vers l'aval. Or, en un point, près de l'Imorane, les diatomites semblent recouvrir un sol noirâtre, à structure d'hydromorphie indiscutable (R. Maignien), avec des tubulures et des traces de racines, mais sans marmorisation ou concentration ferrugineuse. Ce sol est très argileux (45 % d'argile, 38 % de limons, 17 % de sables) malgré la proximité de l'Imorane. Il contient encore, parmi les sables, de petits grains de feldspaths qui excluent une évolution sous climat tropical humide [2]. Toute une série d'études sur l'argile de ce sol concordent pour indiquer une très belle montmorillonite :

— Une A.T.D. (Inst. Cathol. Paris) indique de la montmorillonite, illite et gœthite.
— Une A.T.P. (Inst. Agric., Maison Carrée) indique de la montmorillonite certaine.
— Les rayons X (I.G. Paris) montrent des raies caractéristiques de la montmorillonite.
— Enfin l'analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) a permis d'évaluer la montmorillonite à 80 % avec 20 % d'illite et des traces de kaolinite.

On peut donc penser que l'argile lacustre provient plutôt de ces sols après un très court transport. D'ailleurs, l'analyse chimique de ce sol (ORSTOM, Bondy) se rapproche énormément de celle de l'argile

1. Les pertes en eau sont pratiquement identiques : 15,2 à la base et 16,2 à 7 mètres.

2. Il s'agit, en effet, de rejeter l'hypothèse de montmorillonite de néoformation sous climat tropical, dans ce bassin sans exutoire et riche en cations (plaques de calcite). Dans ce cas, il semble que les feldspaths auraient été encore plus attaqués.

lacustre : 57,15 % de SiO^2 (dont 34,8 % de silice combinée dans les silicates argileux) 19,6 % d'Al^2O^3, 10,2 % de Fe^2O^3, 1,17 % de MgO, 1,79 % de CaO contre 0,64 % de Na^2O (ce qui indique, comme dans le niveau 7 mètres du lac, une montmorillonite calcique et non pas sodique), 0,27 % de K^2O, 1,85 % de TiO^2 et 7,9 % de perte au feu. Cette teneur en titane dans un sol sur granite indiquerait un saupoudrage de produits basaltiques sous la forme de cendres.

On peut donc conclure d'après l'examen des dépôts lacustres et de ce sol que les apports dans le lac ont dû être d'origine mixte. Des montmorillonites d'origine volcanique sont presque certaines dans un tel contexte, mais la présence de ce sol indiscutable, très proche de la formation lacustre par l'ensemble de ses caractères montre que l'altération pédologique n'est pas étrangère, non plus, à cette sédimentation. D'ailleurs les rapports SiO^2/R^2O^3 (2,26) et SiO^2/Al^2O^3 (3,01) de ce sol indiquent une altération assez faible bien en rapport avec la nature montmorillonitique de l'argile. Divers éléments paléontologiques vont permettre de préciser ce milieu climatique.

b) Le milieu climatique d'après les découvertes concernant la flore de cette époque.

Les nombreuses empreintes de feuilles dans les argiles de l'amont sont malheureusement très fragiles et devraient être étudiées sur place. J'ai cependant pu rapporter quelques empreintes à G. Aymonin, Assistant de Botanique au Museum d'Histoire Naturelle, qui a déterminé une feuille qui n'est ni celle du Hêtre, ni celle de l'Orme ou du Chêne mais qui, parmi les Amentifères, se rapproche de l'Aulne ou du Peuplier méditerranéen par sa grandeur (5-6 cm), l'allure de ses nervures secondaires en angle aigu et à importance presqu'égale. Cette détermination est pourtant très importante car elle montre bien que cette flore était présente autour du lac (les pollens seuls pouvant, pour certains auteurs, être transportés par le vent...). Dans ces argiles d'amont, les pollens, mêlés à l'argile, sont malheureusement peu déterminables. On y observe cependant du Noisetier sûr, ce qui confirme les analyses faites en aval.

En effet, les diatomites d'aval se révèlent l'un des sédiments les plus riches dans le contexte saharien (M. Van Campo, G. Aymonin, Ph. Guinet et P. Rognon, 1964). Leur analyse révèle :

1) **Un peuplement végétal de type forêt ouverte** avec, sur 355 pollens analysés : 51 ligneux pour 290 herbacées et 2 cryptogames. « Le pourcentage élevé de ligneux semble pouvoir être interprété comme l'indication d'un climat nettement plus humide sur l'Atakor avec une pluviosité et une nébulosité plus importantes ». Ceci rejoint d'ailleurs les conditions de dépôt de diatomites aussi pures, interstratifiées seulement avec des objets légers apportés par les courants aériens [1].

2) **Les pollens de Graminées (56) et de Chenopodiacées et Composées (161) représentent un tapis herbacé assez adapté à la sécheresse.** Leur abondance est sans doute trompeuse à cause des courants ascendants venant des plaines plus sèches du pourtour et transportant surtout des pollens d'herbacées mieux représentés à basse altitude.

3) **La flore tropicale n'est représentée que par 4 pollens** (3 Euphorbiaciées du genre *Antidesma* et 1 Sapotacée qui n'est pas l'Arganier) d'espèces actuellement disparues du Sahara [2]. Ces espèces ont, semble-t-il, des possibilités écologiques assez larges, leur permettant de s'adapter à un rythme pluviométrique différent.

4) **La flore méditerranéenne typique est représentée par 39 pollens d'arbres :** Pinus, dont *Pinus halepensis, Cupressus, Quercus, Olea, Fraxinus, Rhus, Ephedra,* etc. Ces espèces paraissent indiquer la nuance générale du climat de l'époque.

5) **Cependant 11 pollens représentent des arbres d'un milieu actuel extrêmement précis,** localisé dans les montagnes de la partie orientale du bassin méditerranéen (et pour quelques-uns également dans le bassin occidental) : *Picea* var. *orientalis, Platanus* Cf. *orientalis, Tilia* Cf. *rubra, Alnus* (?) ou des *Quercus,* mais surtout il faut noter le faciès « pontique » ou « irano-caucasien » d'espèces comme *Zelkova, Pterocarya* Cf. *fraxinifolia, Picea* Cf. *orientalis, Taxus baccata, Ostrya,* qui est intéressant à deux points de vue :

a) *La reconstitution climatique* car ces arbres de haute montagne exigent un climat frais à forte

1. J. Héribault (1902, t. 4, p. 50) l'a bien montré par la comparaison de la sédimentation actuelle dans deux lacs d'Auvergne : dans le lac Pavin, 90 % du dépôt est constitué de valves siliceuses parce que le lac est entouré de pâturages continus et de bois à l'exclusion de toute culture alors qu'au lac d'Aydat où certains versants sont entièrement en culture, les apports terreux sont nettement plus importants (60 % seulement de valves). Donc il faut admettre, pour l'Atakor un couvert végétal dense filtrant pratiquement toutes les impuretés argileuses et ne laissant passer que les éléments dissous, dont la silice indispensable à la vie des Diatomées.

2. La flore tropicale risque d'être sous-représentée car les plantes tropicales sont plus souvent pollinisées par les insectes que les espèces méditerranéennes qui sont d'importants pollinisateurs atmosphériques.

nébulosité toute l'année (*Picea, Pterocarya*). Or, actuellement l'Atakor se distingue de l'ensemble du Sahara par un nombre de jours de pluies et gouttes (40 à 60 par an) et une humidité relative supérieures à toutes les autres stations (J. Dubief, 1963, II, carte 1, p. 11). On peut penser qu'à une période moins aride du Quaternaire, cette nébulosité a pu être beaucoup plus forte que dans le climat méditerranéen « classique » lui-même et être comparable à celle du Manzanderan actuel, sur le flanc Nord de l'Elbourz. Cette humidité, en bordure Sud de la Caspienne s'accompagne, en été, de températures élevées, mais en hiver, tempère le climat montagnard qui, sans cet écran, serait extrêmement rude. Un tel climat est d'ailleurs très accueillant à une multitude d'espèces d'affinités très diverses dans l'Elbourz et expliqueraient l'étonnant mélange de flores sur l'Atakor à cette époque [1].

b) *La datation de ce lac.* En effet, une espèce comme *Pterocarya* est relictuelle même en Iran et n'existe plus qu'en Asie orientale et en Amérique. En Europe, elle disparaît après le Villafranchien. Mais, plus près du Hoggar, *Pterocarya, Ulmus* et *Quercus* ont été déterminés sur des empreintes foliaires dans les argiles villafranchiennes du lac Ichkeul en Tunisie septentrionale (C. Arambourg, J. Arènes et G. Depape, 1953), accompagnées d'une faune abondante étudiée par C. Arambourg (Mastodon, Eléphant primitif, etc.) et datée avec précision du Villafranchien inférieur. Cette flore n'existe plus dans les argiles de Maison Carrée (Quaternaire récent). Cette flore a donc un caractère archaïque indiscutable et peut être considérée comme relique d'une ancienne flore tertiaire dans le Quaternaire ancien.

c) Un essai de classification chronologique.

Le meilleur élément chronologique serait certainement la faune de l'époque. Ce milieu de sédimentation a en effet été favorable à la conservation d'ossements dans les deux niveaux de « sables noirs » puisque j'ai pu dégager du niveau inférieur un os long, noirâtre et ferruginisé que C. Arambourg a déterminé comme provenant d'un Ovicapriné, groupe de la chèvre primitive qui existait déjà en Afrique du Nord au Villafranchien inférieur (très nombreux ossements à l'Aïn Brimba). Dans le niveau supérieur, j'ai trouvé un os plat, malheureusement trop friable pour être transporté. Il y a là un élément important de datation pour l'avenir.

Or, en attendant, une réponse inattendue est venue de l'étude des Diatomées, très gracieusement effectuée par E. Manguin, Chef de Cultures au Museum. En effet, les Diatomées apportent plutôt des indications sur les caractères des eaux que sur la chronologie. Or ici, E. Manguin a trouvé une masse énorme de Diatomées fossiles à l'échelle mondiale :

1) **Les Diatomées fossiles** sont, avant tout, en très grande abondance, *Stephanodiscus Carconensis*, connue comme fossile dans la Caspienne et les régions arctiques. Puis, encore abondante, *Stephanodiscus Astrea* var. *transylvanica*, puis assez rare, *Cyclotella iris* var. *ovalis* Brun et Héribault décrite dans les diatomites d'Auxillac près de Murat (Cantal) par J. Héribault (1893, p. 225) qui la considère comme Miocène supérieur. Enfin *Cosinodiscus sp.* rencontrée en 2 niveaux successifs (1 et 1,5 m) avec une allure différente des *Cosinodiscus* actuels. D'ailleurs, d'autres Diatomées encore actuelles, ont, dans ce dépôt, des allures très archaïques :

— *Cyclotella stelligera forma* (fossile dans le Puy de Dôme selon J. Héribault, p. 193, mais actuelle ailleurs).

— *Pinnularia major.*

— *Cyclotella Kutzengiana* qui présente des valves dimorphes dont l'une est du type actuel et l'autre comporte une curieuse couronne de gros points à la périphérie de la zone centrale. Ce caractère est constant à tous les niveaux où cette *Cyclotella* existe pourtant en très grande abondance [2].

— *Navicula bacillum* n'est pas exactement le type actuel.

— Enfin *Cyclotella sp.* à deux zones excentriques est considérée par le Dr A. Schmidt (1874-84, tabl. 222, nº 5, Caumore) comme fossile d'eau douce. D'ailleurs, l'allure même de ces Diatomées, parfois très abimées, fait penser à E. Manguin qu'il s'agit d'un dépôt archaïque. Cette étude a porté sur des centaines de Diatomées prélevées dans le gisement aval à 0, 0,5, 1, 1,5, 1,75 et 2 mètres (fig. 126) ce

1. On peut suggérer que, lors des périodes glaciaires, l'ensemble Europe continentale-Méditerranée a joué vis-à-vis des massifs montagneux du Hoggar, le même rôle que l'Asie centrale actuelle (masses d'air froides divergentes) et la Caspienne (réservoir d'humidité) vis-à-vis de l'Elbourz. Mais ce phénomène aurait eu lieu à une échelle beaucoup plus grande avec l'invasion du Sahara par des vents attirés par la circulation cyclonique décalée en latitude. Sur l'Atakor la pluie se serait répartie d'une façon plus diffuse (étant donné la forme en dôme) que sur la chaîne de l'Elbourz où le contraste climatique est brutal entre versant Nord et versant Sud.

2. Par contre *Cyclotella Kutzingiana* var *planetophora* est toujours très rare ou absente alors qu'on la trouve dans des gisements plus récents (comme dans les diatomites au SE du granite de Torak). Or il est intéressant de remarquer qu'elle abonde dans les « Middle Pléistocène diatomite of Valle del Inferno » (E.P. Banadonna - Quaternaria nº VII - 1965) où elle est associée avec des pollens de *Pterocarya fraxinifolia, Zelkova, Abies* ou *Fagus* et des empreintes de feuilles d'*Ostrya* dans un sédiment rapporté à l'Interglaciaire Mindel-Riss.

qui permet de suivre l'apparition de chacune de ces espèces, son épanouissement vers le milieu du gisement et ensuite son déclin plus ou moins rapide. De nombreux essais ont été faits aussi pour retrouver les mêmes associations dans le gisement amont. Quelques spécimens ont été extraits malgré la grande impureté du sédiment : *Stephanodiscus Carconensis, Cyclotella Comta* var. *Pantanelli* (espèce rencontrée sur le flanc Nord dans l'O. Tamenokalt, en masse et connue seulement dans le Villafranchien inférieur de Toscane. *Cf.* p. 80) associées à *Stephanodiscus Astrea* var. *minutula* (rencontrée à Ansassarène) ou *Epithemia turgida*. Les deux premières, fossiles, viennent renforcer l'hypothèse de la continuité ancienne des deux lambeaux du lac.

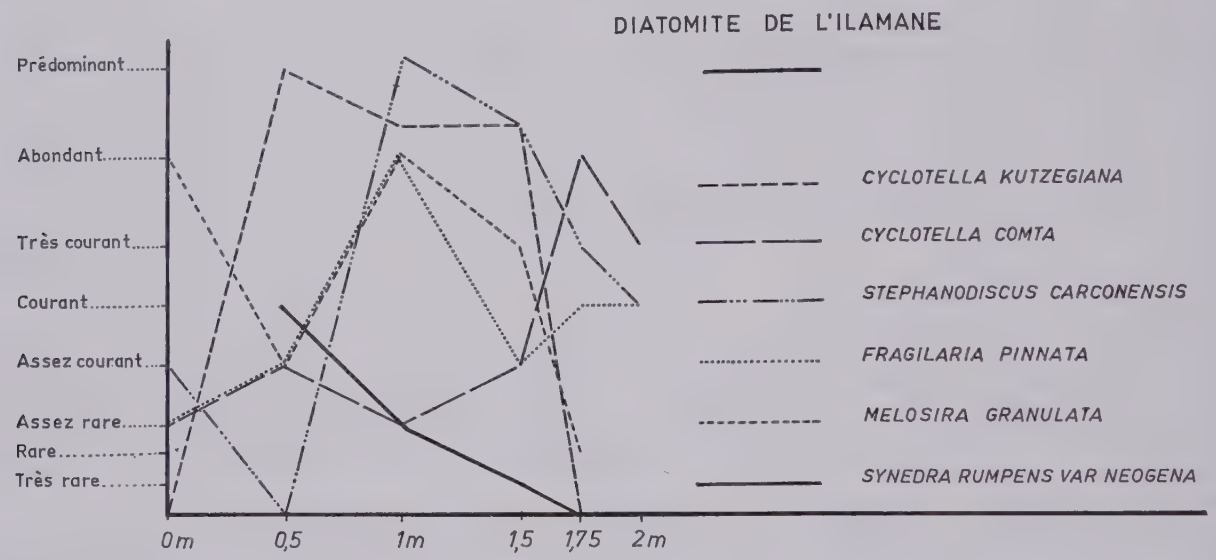


Fig. 126. — Les Diatomées de l'Ilamane, diagramme montrant les variations de proportions des espèces de Diatomées caractéristiques le long d'une coupe à travers le dépôt de diatomite. A la place de Kutzegiana, lire Kutzingiana.

2) **Les indications écologiques fournies par les Diatomées encore actuelles :**

a) *Les indications climatiques sont rares : Synedra rumpens* var. *neogena* (commune à 0,5 mètre, puis diminue et disparaît) joue un rôle important dans le plancton tropical (G. Huber-Pestalozzi, 1942, p. 458). Au contraire, *Cyclotella comta* augmente très nettement vers les niveaux supérieurs et tend à remplacer *Cyclotella Kutzingiana*. Or, *Cyclotella comta*, bien que cosmopolite, se rencontre surtout dans les lacs à caractères subalpins, alors qu'elle est particulièrement rare dans les eaux tropicales qui sont généralement très nettement eutrophes (riches en sels dissous) (F. Hustedt, 1949, p. 56). Mais peut-on en tirer une indication sur le passage d'un climat « tropical » vers un climat plus « frais » ?

b) *Un faciès typique d'un lac important et assez profond*, où dominent de nombreuses espèces planctoniques et même euplanctoniques, dont l'importance est surtout marquée de 0 à 1, 1,5 mètres, lors de la croissance de ce lac :

— Surtout les *Melosira* avec la variété *angustissima*, très répandues dans tous les grands lacs africains, dans l'Insulinde, et vivant à l'état libre pendant tout le cycle de leur existence (G. Huber-Pestalozzi, 1942, p. 381).

— Les *Cyclotella Kutzingiana* (en masse à 0,5 ; abondante à 1 et 1,5 m) et *Comta* qui vit essentiellement dans de grands lacs (F. Hustedt, 1949, p. 56).

— *Fragilaria primata* et sa var. *lancettula*, espèces pélagiques, atteignent leur maximum de fréquence (abondante et très commune) à 1 mètre.

— Enfin les *Synedra ulna type* et var. *biceps* dont on constate la décroissance vers le haut de la coupe. On pourrait y ajouter *Epithemia Sorex*, connue surtout comme plancton de surface (Lac Edouard) mais qui peut être aussi une espèce littorale (F. Hustedt, 1949, p. 124).

Au contraire, malgré la proximité des reliefs actuels, les espèces littorales ou fixées sont assez rares et assez communes : *Rhopalodia gibba* (assez commune), *Hantzschia amphioxys* (très rare) qui « vit dans les étangs, les fossés et les eaux stagnantes » (J. Héribault, 1902, p. 162), *Nitzchia linearis* (assez rare) « commune dans toutes les eaux stagnantes » (p. 169) ou littorales. Les *Cymbella aspera* (assez

commune à O m, disparaît à 1 mètre) *leptoceros* (rare à O m), *prostata* (rare à O m), *cymbiformis* qui sont des espèces typiquement littorales, sont très peu répandues ici. *Pinnularia borealis*, très xérophyle, supportant de longues sécheresses en vivant dans les mousses est assez rare à très rare. *Cocconeis placentula*, forme fixée est assez commune à O m et disparaît ensuite. Enfin *Diploneis elliptica*, vasicole est assez rare à O m et disparaît dès 1 mètre. De même *Diatoma vulgare*, vivant dans les eaux à écoulement lent et les berges de fleuves (G. Huber-Pestalozzi, 1942, p. 435) est très rare et cantonnée à la base de la coupe.

On a donc l'impression, d'après l'étude de ces centaines de Diatomées et à six niveaux successifs, que les faciès littoraux présents au début, ont rapidement fait place à des espèces de lac plus profond, ce qui implique une submersion difficile à concevoir de l'environnement montagneux, ou bien une topographie différente de l'actuelle où les berges pouvaient se déplacer plus largement.

4) *CONCLUSION*

Cette fine sédimentation lacustre peut donc être présumée villafranchienne avec une forte probabilité. Bien que les comparaisons à distance soient discutables, il est intéressant de signaler que les Chercheurs à qui j'ai montré ces coupes, les ont spontanément comparées au Villafranchien du Jourdain (Prof. I. Kobori de l'Université de Tokyo) ou de l'Aïn Hanèche dans le Maghreb (G. Camps, Directeur du Musée du Bardo). Bien des descriptions de la thèse de P. Bout (1960 a) pourraient être appliquées également à l'Atakor, en particulier ces sables à Mastodontes de St Arcons d'Allier, appartenant à une sédimentation lacustre fine dans une vallée « où débouchent actuellement des affluents de caractère torrentiel » (p. 101). P. Bout attribue cette sédimentation fine sous faible profondeur d'eau à une lente subsidence, ce qui paraît vrai aussi pour le Cirque de l'Ilamane. Enfin, le parallélisme climatique est assez frappant car le Velay connaissait alors un climat « tantôt humide, tantôt froid, et du moins par accès, périglaciaire » (p. 136) à une époque où l'Atakor connaissait déjà un climat méditerranéen humide. Mais rien ne peut remplacer une preuve paléontologique...

Après la fin de cette sédimentation villafranchienne, l'apparition du volcanisme « acide » et les mouvements du sol corrélatifs donnent au bassin les grandes lignes de sa physionomie actuelle.

B. — LE FAÇONNEMENT DES LONGS VERSANTS DE L'ARHIL

Par suite du refroidissement du climat, les appareils phonolitiques du groupe de l'Ilamane sont rapidement attaqués par le gel et leurs débris alimentent le long manteau détritique de l'Arhil. Celui-ci a connu une évolution extrêmement complexe et se divise en plusieurs éléments (fig. 127 et 128).

1) *UN HAUT REPLAT ENTRE 2 300 ET 2 240 MÈTRES :*

Ce replat commence, au pied du cône d'éboulis actuels, par une série de niches de névés, dont l'une des plus belles de toute la Koudia qui est traversée par la piste automobile (NF 31-XVIII-XXIV-131). A l'aval des anciens névés, la pente devient plus forte et des traînées d'énormes blocs, parallèles à la pente, alternent avec des couloirs évasés à la surface d'un manteau de blocs et de limons épais de quelques mètres au maximum. Une de ces traînées de blocs encore très fraîche s'est installée dans un couloir à parois raides et instables venant de la niche principale, comme si le névé avait, lors d'une phase assez récente, débordé légèrement de sa niche. Il semble bien se confirmer, comme ailleurs dans la Koudia, que ces « replats d'accumulation » sont dus à la présence des névés et à une forte accumulation autour des niches par une solifluction très active. Vers l'aval, la pente s'atténue, des bourrelets de solifluction apparaissent dans le haut O. Tin Tebarert, mais ce versant est brutalement interrompu par un abrupt granitique de plus de 60 mètres où le ravinement est extrêmement violent et attaque le revêtement de pente. Ce talus granitique n'a vraisemblablement aucune valeur morphologique car, à mon avis, il fait partie de ces petits accidents tectoniques de la fin du Villafranchien. Juste au Sud-Ouest de cet accident, les dépôts lacustres sont, en effet, nettement basculés vers l'Ilamane (fig. 128).

2) *AU PIED DE CE TALUS, S'EST DÉVELOPPÉE UNE PETITE NICHE DE NÉVÉ AVEC SON BOURRELET MORAINIQUE, A 2 100 MÈTRES ENVIRON.* Cette forme récente interrompt visiblement une topographie plus ancienne qui reprend vers l'aval du cône. Il s'agit d'une langue d'énormes blocs de phonolite, enrobés dans des pierres de toute taille et une matrice limoneuse assez peu abondante et qui rappelle beaucoup le glacier rocheux du Nord du Tahat. Seulement l'inversion

de relief plus poussée ici (60 mètres) n'a pas permis la conservation complète de la langue. De plus, elle s'interrompt au niveau du bloc granitique basculé (où d'énormes blocs anguleux de phonolite jonchent le granite) et reprend vers l'aval.

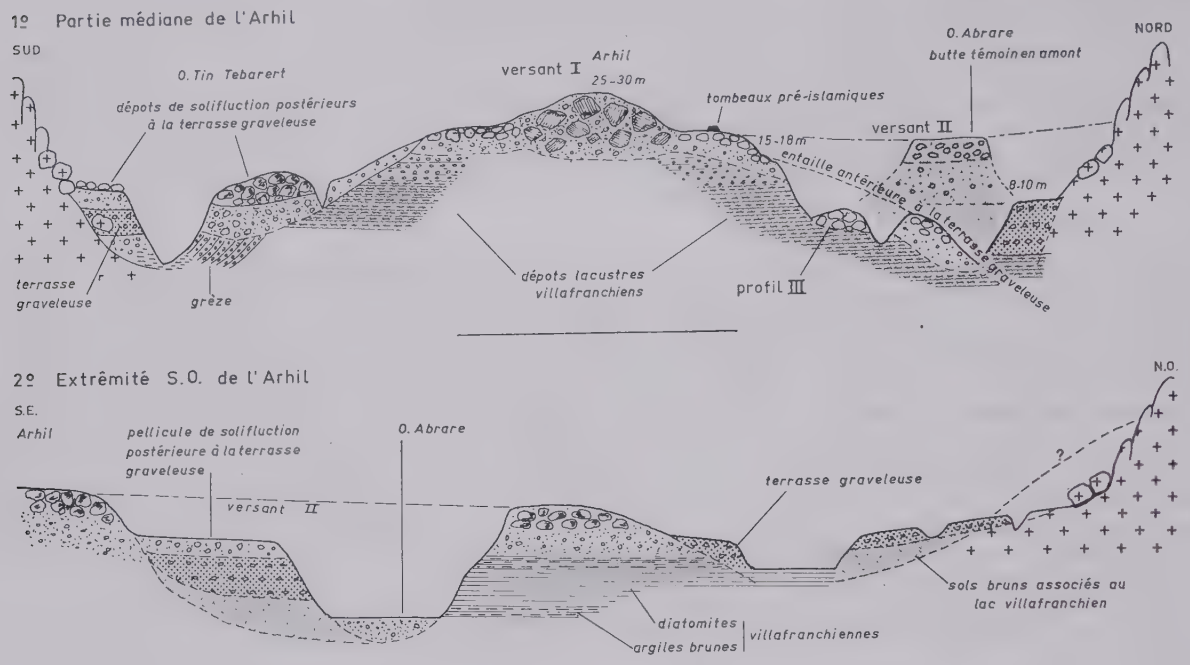


Fig. 127. — Coupes transversales dans le cône de l'Arhil : la coupe du haut recoupe le cône légèrement au Sud de la niche de névé cotée 2120 sur la carte en couleurs nº 8. Elle montre la complexité de l'évolution des versants : des vestiges d'un versant I remontent à la première phase froide postérieure au lac villafranchien ; le versant II, légèrement emboîté, est visible dans l'Oued Abrare, où on observe aussi des gros blocs d'une autre coulée de solifluction franchement emboîtée (profil III). Les témoins de la terrasse graveleuse marquent le terme d'une nouvelle incision à la fois dans l'O. Abrare et dans l'O. Tin Tebarert. Enfin, dans l'O. Tin Tebarert, les coulées de solifluction du dernier Pluvial sont encore légèrement emboîtées en contrebas de la terrasse graveleuse. La coupe du bas montre le raccordement de la butte isolée au SO avec le cône de l'Arhil. Ici l'évolution paraît plus simple : les dépôts lacustres villafranchiens ont été recouverts par les coulées de solifluction du versant II, puis, après une phase de creusement, les entailles ont été remblayées par les alluvions de la terrasse graveleuse, puis par les dépôts soliflués du dernier Pluvial.

Cette topographie rappelle aussi les accumulations emboîtées de l'O. Issedjène, également sur versant Sud, avec une même concentration des blocs sur le dernier mètre supérieur. Cependant ici le profil n'est pas rectiligne, mais bombé et les limons qui entourent les blocs (dans les coupes fraîches) paraissent trop peu abondants pour expliquer un mouvement de masse d'une telle ampleur et sur une telle distance sans une matrice fluide. Dans le talus de la route, en aval, on peut observer des alternances d'argiles grises assez compactes et micacées et de sables granitiques contenant des petits galets de phonolite et des ponces basaltiques. Or, ces dépôts dont les fines stratifications ont été soulignées par de la limonite sont « plissées » en ondulation de 1,5 à 2 mètres d'amplitude (fig. 128). La régularité de ces ondulations exclut l'hypothèse de cryoturbation et fait penser plutôt à un refoulement, sous la poussée du manteau de blocs en cours de déplacement vers l'aval.

Cette poussée peut être liée aussi bien à une énorme coulée de solifluction qu'à un glacier rocheux. Mais en aval, là où la langue disparaît, on observe de curieuses stratifications parallèles où alternent des lits de limons argileux gris et de petits gravillons, que j'avais aussitôt comparées à des grèzes mais inclinées ici à 20-25º. Or, L. Lliboutry (Publ. *AIHS* nº 54, p. 272-280, 1954) a décrit des « dépôts de pente stratifiés » recouvrant les « glaciers enterrés » dans les Andes de Santiago. Il explique l'alternance de ces lits de terre et de graviers par des alternances d'années normales (dépôt de lits de cailloux gélivés) et d'années simplement très humides où les lits de pierres sont recouverts par une légère nappe de boue. « Le fait le plus frappant, écrit L. Lliboutry, c'est le pendage de plus en plus fort des strates lorsqu'on descend le glacier » : presque horizontales à l'amont, ils dépassent 45º à l'aval, par suite sans doute d'un mouvement plus rapide en profondeur qu'en surface. On peut donc se demander si ces grèzes litées qui à l'aval de la langue détritique ne paraissent pas avoir été dérangées, n'ont pas

été ondulées, déformées, là où s'avançait **un « glacier enterré » à une époque froide du Quaternaire.** Cette explication paraît plus plausible que celle d'une coulée de solifluction qui se serait arrêtée d'une façon aussi brutale au contact de grèzes litées non dérangées. Le glacier enterré, au contraire, fournissait une surface de glissement pour ce matériel stratifié qui le recouvrait avant de se déposer à l'aval ou d'être déformé par le mouvement de la glace.

3) *LA PRÉSENCE DU BLOC GRANITIQUE EMPÊCHE DE VOIR COMMENT LES DEUX ÉLÉMENTS DE LA LANGUE ÉTAIENT RELIÉS ENTRE EUX.* Ils devaient vraisemblablement appartenir à la même forme, avec accumulation des blocs dans les secteurs moins inclinés, ou même en contre-pente (fig. 128) et érosion au niveau du seuil structural. Mais ce cône de l'Arhil nous permet d'affirmer que d'autres formes du même genre se sont emboîtées en contrebas de la précédente lors de l'inversion du relief :

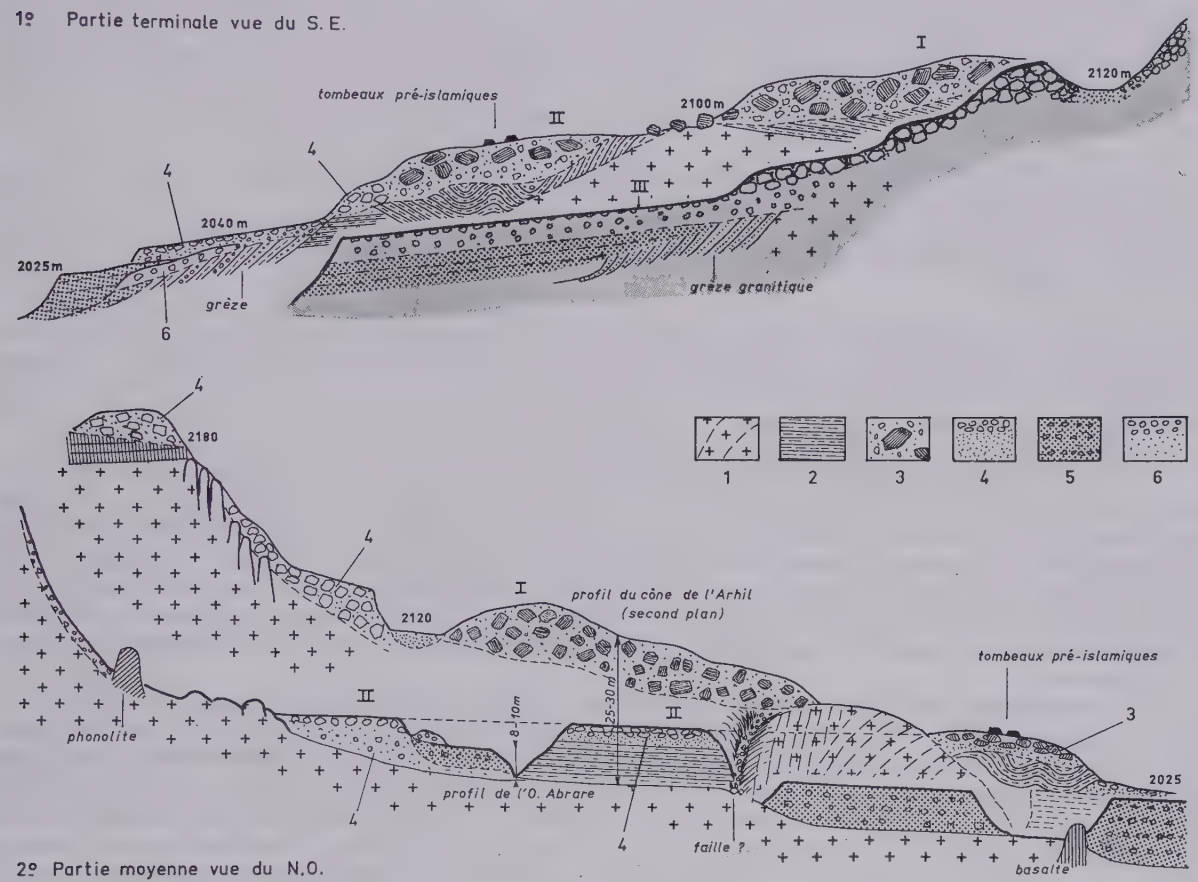


Fig. 128. — Profils longitudinaux du cône de l'Arhil : sur le croquis du haut, le profil de rive droite de l'O. Tin Tebarert a été figuré en grisé en avant de celui de l'Arhil. De même, en bas, le profil des terrasses et des coupes le long de l'O. Abrare figure en avant de l'Arhil. La légende commune signifie : 1 - granite et ses diaclases ; 2 - dépôts lacustres villafranchiens ; 3 - dépôts de pente les plus anciens (I et II) ; 4 - versant de solifluction emboîté, mais antérieur à la terrasse graveleuse (versant II ou III ?) ; 5 - terrasse « moyenne » graveleuse ; 6 - versant de solifluction postérieur à la terrasse graveleuse (III).

Au Nord-Ouest, dans l'O. Abrare : une première entaille de l'oued à 15-20 mètres en contrebas de l'Arhil a été envahie par une coulée de blocs formée d'un matériel assez différent. En coupe, on observe en effet 8 à 10 mètres de sables granitiques fins associés à des limons bruns et des graviers de basalte. Sur le dernier 1,5 mètre, apparaissent de grandes dalles de phonolite en grand désordre, parfois verticales dans les limons bruns ; elles se groupent plus densément en surface pour former un dallage à patine très foncée. La présence de dalles verticales indique des mouvements de masse (qu'une solifluction intense suffirait à expliquer ici) lors d'une période neigeuse postérieure à la précédente et

accompagnée de gélifraction. Cette coulée de blocs est en relation avec des replats sur le flanc Nord Ouest de l'Arhil qui suggèrent une forme de vallée en berceau très classique, entaillée depuis sur 18 m environ par l'enfoncement de l'oued. Cette ancienne topographie se continue, en aval, par un grand glacis qui recoupe les grèzes de l'extrémité de l'Arhil et paraît avoir remanié toute la partie inférieure de cet immense versant. Cependant, dans l'axe de la vallée, un lambeau de coulée de solifluction, qui a protégé les diatomites aval sur la rive droite, se rattache aussi à cette période, ainsi que des lambeaux de pédiments à épaisse couverture solifluée, situés au Sud de l'Arhil et perchés à 15-18 mètres. Cette période paraît avoir été surtout marquée par un premier creusement de l'O. Abrare, un développement des formes granitiques (abondance des sables granitiques dans cette solifluction, évolution de pédiments en aval), puis une solifluction importante, mais assez brève. Pour différencier cette période de celle du façonnement du glacier rocheux, nous l'appellerons période de l'O. Abrare par opposition à celle de l'Arhil proprement dite.

Or, cet épisode peut être très précisément replacé dans l'évolution générale car, **partout la terrasse « moyenne » graveleuse (présente dans tout l'O. Abrare) vient buter au pied de ces témoins topographiques (versants de solifluction, pédiments).** La période de la terrasse graveleuse a été une phase semi-aride de creusement vertical, puis de dépôt massif de graviers granitiques enrobant quelques galets de basalte [1]. Cette terrasse a recouvert divers éléments appartenant à cette topographie de l'« O. Abrare ». En effet, la base des graviers repose en discordance :

— Sur des sols limono-argileux bruns noirs épais de 1-2 mètres (rive droite amont).
— Puis à l'aval d'une petite gorge, sur de nouvelles grèzes, comprenant des graviers (70 % de basalte, 30 % de granite) et des lits d'argile grise micacée inclinés de 20-25°.
— Plus en aval, sur la rive gauche, on observe un magnifique contact entre la terrasse graveleuse et, au-dessous, 5 mètres de dépôts soliflués (blocs volcaniques et limons bruns appartenant au niveau « O. Abrare », raviné par la terrasse).

Dans l'O. Tin Tebarert, on trouve aussi une « coulée » de blocs, mais elle passe à l'aval sur la terrasse moyenne graveleuse (fig. 128). Elle ne peut donc être contemporaine de la phase « O. Abrare » et nous proposons de l'appeler phase de l'O. Tin Tebarert. Cette nouvelle coulée paraît s'expliquer par la solifluction seule. En effet, les blocs sont plus petits (1 mètre au maximum) que dans celle de l'Arhil et, en amont, la liaison paraît certaine avec la niche de névé située au pied du talus granitique :

— *A l'aval, cette coulée repose, en discordance, sur des grèzes inclinées à* 25-30° et presque essentiellement granitiques [2]. Or ces grèzes passent, vers l'aval, à des strates de ruissellement peu inclinées, mêlées à des argiles de décantation. Cette argile, ou plutôt un « limon lœssique » a été étudiée au Laboratoire de Géologie (SPCN) grâce à l'amabilité de P. Bellair ; les courbes de rayons X indiquent une « montmorillonite presque pure avec traces de kaolinite ». On peut préciser ce résultat par l'analyse semi-quantitative, (Lab. Géol., Strasbourg), et évaluer les proportions à 100 % de montmorillonite avec traces d'illite et de kaolinite. La montmorillonite pure paraît bien caractériser ces phases de climat frais quaternaires.

— *Or, ces grèzes et ces dépôts de décantation sont ravinés brutalement par la terrasse « moyenne »*, sur la rive gauche de l'O. Tin Tebarert. Après 3 mètres de graviers ruisselés de cette terrasse, on observe, au-dessus, de gros blocs de phonolite enrobés de limons bruns et de graviers, sur une épaisseur de 3 à 4 mètres encore. Il s'agit, de toute évidence, de dépôts de solifluction postérieurs à la terrasse « moyenne ». Or, sur la rive droite, ces dépôts concordent avec ceux de la coulée de blocs la plus récente, dont ils ont été séparés par l'entaille récente de l'O. Tin Tebarert. Cette coulée de solifluction se prolonge d'ailleurs, sur la terrasse « moyenne », par une formation torrentielle où alternent des lentilles de blocs de phonolite (10-50 cm de diamètre) et des lits de graviers et sables de granite et de basalte. On peut donc reconstituer **la succession : niche de névé, coulée de solifluction, puis terrasse torrentielle due aux eaux de fonte, qui caractérise la dernière période froide, certainement postérieure à la terrasse « moyenne »** (fig. 128).

1. Cette terrasse pénètre rarement aussi haut dans la Koudia. Ici elle atteint parfois 12-15 mètres d'épaisseur avec des stratifications nettement dégressives. Vers le bas, les galets de basalte sont nombreux et 50 à 75 % d'entre eux sont inclinés d'aval vers l'amont, ce qui indique des crues importantes. Vers le haut, les graviers deviennent prépondérants, avec de fines stratifications de ruissellement pelliculaire très voisin des écoulements actuels dans ces têtes de vallées. On peut se demander jusqu'à quel point ces graviers si abondants n'ont pas été empruntés aux grèzes granitiques qu'on ne retrouve qu'en position fossilisée. On ne comprendrait pas, sans cela, cet épaississement considérable de cette terrasse de phase semi-aride vers la Haute Koudia.

2. Les lits grossiers comprennent des éléments de 5-10 cm (sans aucun tri granulométrique) et lès lits argileux sont beaucoup plus minces qu'en aval de l'Arhil. Le faciès des grèzes varie certainement suivant leur composition. Des grèzes en matériel granitique ont été signalées en particulier dans le Massif Central (J. Beaujeu-Garnier) et, en roches volcaniques, dans les Andes du Chili (J. Tricart).

4) *CONCLUSION : LES PHASES CLIMATIQUES DE DÉVELOPPEMENT DES GRANDS VERSANTS DE LA KOUDIA.*

L'étude détaillée de ce cône détritique de l'Arhil permet de distinguer **trois phases principales d'évolution des versants :**

a) La première a certainement suivi de peu la fin du lac villafranchien et les mouvements tectoniques responsables de la disparition de ce lac. Cette phase paraît avoir été la plus froide et il semble logique de lui attribuer le façonnement des versants de très gros blocs, en particulier la grande forme « glaciaire » du Nord du Tahat. Mais, tandis que, sur le flanc Nord, ces formes ont sans doute encore évolué lors des phases postérieures, sur l'Arhil, en exposition Sud, cette forme très ancienne a été très tôt entaillée par le ravinement et les formes suivantes se sont trouvées emboîtées.

b) Une seconde phase est bien visible dans l'O. Abrare avec formation de sols bruns, de grèzes, puis une période de solifluction très importante qui donne une forme de vallon en berceau, remodèle la partie aval du cône de l'Arhil et recouvre même les pédiments granitiques (en aval, bord Est du bassin). Cette phase correspond sans doute au plus ancien des grands versants de solifluction de l'O. Issedjène, modelant une accumulation antérieure considérable, due à la première phase plus froide. Ailleurs, on peut, peut-être, attribuer à cette période de grande solifluction et d'enneigement la formation des hauts replats d'accumulation, au niveau des grands névés de l'époque.

c) Après une période d'érosion linéaire plus poussée et le remblaiement des vallées par la terrasse « moyenne » alimentée par les versants de grèzes granitiques, commence la dernière phase froide où les névés ont eu une extension très restreinte dans des niches encore bien visibles, alimentant, par leurs eaux de fonte, de petites coulées de solifluction et des cônes torrentiels qui ont recouvert la terrasse « moyenne ».

Or, ces trois phases permettent de remonter plus loin dans le temps que le tableau obtenu à partir de l'étude des glacis (fig. 66). En effet, une seule couverture solifluée, sur le plus ancien glacis, était antérieure à la terrasse graveleuse et doit correspondre à la seconde phase, celle de l'O. Abrare ici.

C. — L'ÉVOLUTION POSTÉRIEURE A LA TERRASSE « MOYENNE »

Vers l'aval du bassin, la terrasse graveleuse diminue d'épaisseur et perd sa coloration rougeâtre Elle prend une teinte gris clair due sans doute à une gleyfication dans une zone à écoulement difficile au voisinage du « verrou » de sortie. Elle est surmontée par un sol marécageux noir ou gris très compact (hydromorphe), épais de 0,5 à 1 mètre ; ce sol est recouvert par des limons bruns qui marquent une phase de dégradation des sols [1] ; puis par une pellicule de gravillons granitiques due à la désagrégation actuelle.

En décapant sur 20 cm, la partie supérieure du sol noir, j'ai trouvé un gros tesson de poterie, tandis que la terrasse de sables limoneux très récente (terrasse brune), emboîtée en contrebas du sol noir, fournissait plusieurs débris de poteries différentes. Or, il paraît difficile d'attribuer au Néolithique ces limons noirâtres fréquents dans les hautes vallées. Ou bien y-a-t-il eu plusieurs épisodes marécageux successifs qu'aucun critère ne permet encore de distinguer [2] ?.

1) *DESCRIPTION DE LA COUPE DE TARHENANET*

Un peu au Sud, à 1 900 mètres d'altitude, juste en contrebas des greniers des Kel Tarhenanet existe aussi une très belle coupe reposant sur la terrasse « moyenne », à l'aval des pédiments de Tarhenanet.

— *La terrasse graveleuse passe progressivement à des sables extrêmement fins* et très blancs qui présentent de belles stratifications dunaires, ce que confirme une analyse granulométrique (23 % du sable dans le tamis 0,16 mm ; médiane à 0,14 mm). Cependant, ce sable contient encore des grains hétérogènes de quartz et de feldspaths et des paillettes de mica, alors qu'un sable réellement éolien évolue très rapidement vers un matériel presque essentiellement quartzeux (90 % et plus de quartz).

1. Dans la vallée voisine de l'O. Ilamane, ces limons bruns renferment une fraction fine constituée principalement de montmorillonite avec secondairement, de l'illite (A.T.D., Inst. Cathol., Paris) : 90 % de montmorillonite et 10 % d'illite d'après l'analyse quantitative au diffractomètre (Lab. géol., Strasbourg).

2. Je pense plutôt que cette poterie se trouvait à la surface du sol de marais comme cela est très fréquent au Hoggar et s'y est légèrement enfoncée lors d'une pluie particulièrement violente qui a liquéfié cet affleurement argileux.

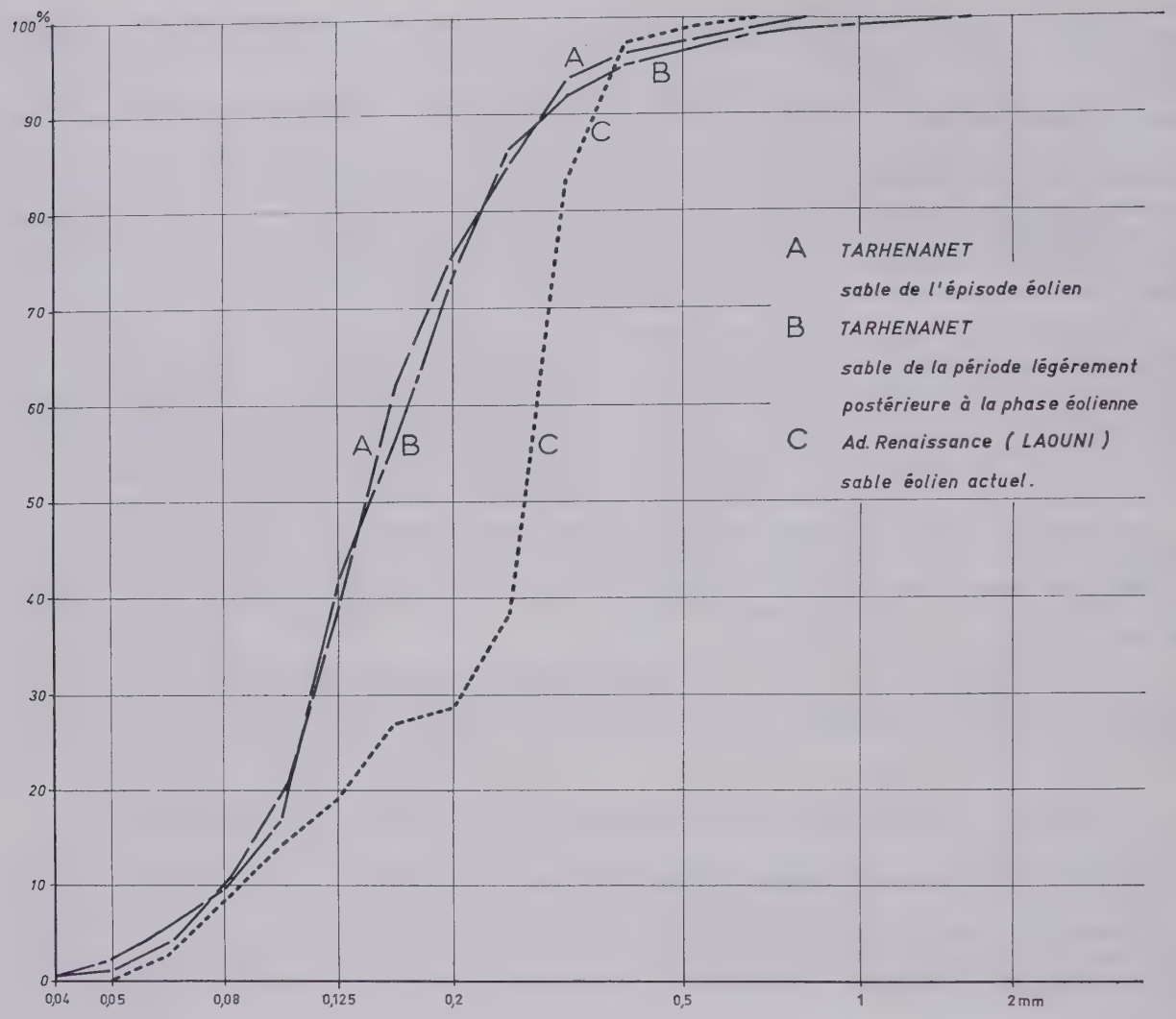


Fig. 129. — Courbes granulométriques des sables éoliens de Tarhenanet. Ces sables (A et B) ont été comparés à un sable certainement éolien prélevé sur le massif granitique de l'Adrar Renaissance dans les grandes plaines de Laouni (Hoggar méridional).

Cette période aride semble avoir été très courte, sans longs remaniements, ce qui est aussi confirmé par la comparaison avec un sable éolien, de granulométrie voisine, mais prélevé sur la grande plaine granitique au Nord de Laouni :

	Quartz (%)	Feldspaths (%)	Mica noir (%)
Tamis 0,8 *mm*			
— Tarhenanet	19	44	37
— Laouni	92	8	
Tamis 0,31 *mm*			
— Tarhenanet	12	31	57
— Laouni	95	5	
Tamis 0,16 *mm*			
— Tarhenanet	9	76	15
— Laouni	81	16	3

— *Après 75 cm de sables éoliens, apparaissent à nouveau de petites strates de graviers* alternant sur 30 cm avec des sables très fins (médiane = 0,13 mm), bien triés (Hé = 0,4, Qdphi = 0,46) avec deux maxima (25 % à 0,125 et 18 % à 0,2 mm).

— *Puis s'étale brusquement un « banc » de limons argileux* micacés avec de fines stratifications noires, riches en matières organiques. L'analyse au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) indique 80 % de montmorillonite, 10 % d'illite ouverte et 10 % de kaolinite parmi les minéraux argileux. L'abondance de la matière organique et des traces de végétaux fait penser à un milieu local nettement humide et, d'autre part, cette très fine sédimentation, avec une forte proportion de particules micacées arrivées par flottaison, indique que la chaîne granitique en amont devait être couverte d'une végétation assez dense pour empêcher le départ de l'arène. Ces limons ont une épaisseur très régulière, avec un léger horizon d'accumulation carbonatée à la base.

— *Puis les limons deviennent beiges et se mêlent à des graviers.* On passe à de nouvelles stratifications de ruissellement pelliculaire en milieu semi-aride (75 cm), provenant de pentes mal protégées. Puis l'écoulement s'est peu à peu concentré, aboutissant au creusement du chenal actuel, enfoncé ici de 3 m et davantage vers l'aval. Dans ce chenal actuel, en aval, la terrasse brune s'étale largement, couverte d'un taillis de figuiers sauvages.

2) *LE MARAIS DE LIMONS NOIRS PARAIT LIÉ AU DERNIER PLUVIAL IMPORTANT, EN RAPPORT AVEC LA DERNIÈRE PHASE DE NÉVÉ* (O. Tin Tebarert) postérieure à la terrasse « moyenne ». Il correspond à une phase de stabilité des pentes avec une couverture végétale assez dense qu'on imagine difficilement au Néolithique, période de récurrence assez brève de l'humidité. En effet, les pollens contenus dans ce sédiment (M. Van Campo, G. Aymonin, P. Guinet et P. Rognon, 1964) révèlent une flore de faciès plus frais que pour le lac Villafranchien et nettement plus humide que la flore étudiée par P. Quezel dans un guano fossile, daté du Néolithique et qui provient précisément de la Taessa voisine.

— *Ce faciès humide est peut-être légèrement accentué par le milieu de sédimentation,* puisqu'on trouve environ 75 % de Cryptogames appartenant à plus de sept espèces de Fougères (alors qu'on ne connaît que deux espèces actuelles, reliques autour de quelques gueltas de l'Atakor).

— *Il ne peut s'agir cependant d'une flore à prédominance de Phanérophytes* puisque l'analyse révèle un pourcentage assez élevé d'herbacées : 21 % des microfossiles, appartenant à 17 familles différentes (principalement Graminées, Composées et Chenopodiacées).

— *Enfin, les arbres ne représentent que* 4 % *du total* et sont certainement «sous-représentés ». Ils comprennent encore 12 familles de ligneux avec encore 1 *Zelkova,* 1 *Ulmus,* 1 *Ostrya,* 2 *Juglans* qui représentent la flore irano-caucasienne, de plus en plus relictuelle. Au contraire, 2 *Pinus,* 2 *Alnus,* 1 *Quercus,* 5 *Oléacées,* 2 *Vitis* et 8 *Rhus* semblent indiquer un caractère méditerranéen plus affirmé à cette époque. Il faut noter que la flore tropicale n'est représentée que par un seul pollen de Mimosacées *(Entada),* d'origine sénégalaise. Cette flore, à faciès encore montagnard, représente une nuance climatique plus froide que le méditerranéen semi-aride du guano néolithique [1].

II. — LE QUATERNAIRE DU TAHAG ET DE L'O. TEMORTE :

Ces deux gisements présentent deux originalités parmi les bassins volcano-tectoniques. D'une part, ils ont été suffisamment déformés par les éruptions volcaniques pour que les dépôts lacustres affleurent, ce qui a permis d'y découvrir des restes paléontologiques extrêmement intéressants. D'autre part, ils sont traversés par deux grands oueds (Abdassène et Temorte), ce qui permet une relation, non plus avec les grands versants de la Koudia, comme dans l'O. Tin Tebarert, mais avec les systèmes de glacis et de terrasses.

1. La flore de ce guano comprend quelques rares pollens d'arbres de caractère nettement montagnard, même pour l'Afrique du Nord (Cèdre, Chêne, Erable, Noyer, Tilleul ou Frêne) mais au contraire une grande abondance d'*Erica* et *Pistacia.* Ce guano a pu être daté au radiocarbone de 4 680 ± 300 ans (A. Pons et P. Quezel, 1958).

A. — LA PHASE LACUSTRE VILLAFRANCHIENNE

1) *DANS L'O. TEMORTE*

Au-dessus des grandes dalles ferrugineuses, encore en relation avec le petit volcan (*Cf.* p. 360), viennent, sans transition, 5 à 6 mètres d'argiles et de pélites alternant en fines strates tantôt grises, tantôt rouge pâle. Les argiles sont plus abondantes vers la base (1,5 mètre de dépôts très finement feuilletés avec des colorations très variées, parfois noires ou blanchâtres), puis des pélites micacées et même quelques lits de sables fins ou des strates salifères blanches (sels magnésiens ? natron ?) donnent une stratification moins homogène. C'est au sein de ces pélites que j'ai trouvé en avril 1961 les premières empreintes de Poissons dans un banc argileux de 20 cm (P. Rognon, 1961 b) mais, depuis, en avril 1962, j'ai eu l'occasion d'en retrouver dans presque tous les niveaux argileux finement feuilletés sur plus de 4 mètres. En effet, lorsque l'on écarte, avec une lame de canif, ces curieuses « varves », on voit fréquemment apparaître des empreintes de poissons, rouge-brun sur l'argile grise. Parfois même subsistent des débris d'arêtes roses ou des écailles à reflets bleutés dans une bouillie de débris organiques, où l'on discerne aussi des vestiges d'insectes et quelques empreintes végétales trop fragiles pour pouvoir être transportées.

1) **Détermination des Poissons :**

Le Professeur C. Arambourg a eu la très grande amabilité d'entreprendre l'étude de ces Poissons, qui se classent dans le genre des Tilapia, d'après les dents caractéristiques de ces poissons, retrouvées sous le microscope par Mlle Signeux. Cependant, la Tilapia est un poisson d'eau douce d'Afrique tropicale actuelle et deux espèces de Tilapia sont encore présentes à l'état relictuel dans la guelta des gorges d'Arak (Dr Seurat). Chronologiquement, la Tilapia apparaît dans la seconde moitié du Tertiaire et ces fossiles ont été retrouvés jusqu'en Afrique du Nord, mais uniquement dans le Pléistocène (C. Arambourg, 1952, p. 16). Au Sahara, elle est connue dans l'ancienne cuvette lacustre du Ténéré (M. Desombre) et dans le Néolithique de l'Ad. Bous (J.H. Hugot, 1963, p. 157). Au Hoggar, M. Lelubre a trouvé de magnifiques squelettes de *Tilapia Zillii* dans les argiles sous-jacentes aux couches de sel gemme de la saline de Tissemt (Amadror). C. Arambourg pense, d'après l'état de conservation, que les Tilapia de l'O. Temorte pourraient être plus anciennes que celles de Tissemt et rapportées au Pliocène ou au Quaternaire ancien.

2) **Etude des Diatomées :**

Ces argiles renferment également une telle abondance de restes organiques (épines de poissons, spicules d'éponges bien visibles au microscope) que leur manipulation provoque parfois une nette irritation de la peau. Parmi ces microorganismes, j'ai pu extraire des Diatomées que E. Manguin a eu la patience d'examiner, malgré leur mauvais état de conservation. Certaines sont extrêmement intéressantes :

— *Melosira nyassensis* var. *Victoriae* confirme la nuance tropicale du climat indiquée par les Tilapia, puisqu'elle est spécifique du plancton des lacs des hautes montagnes tropicales africaines.

— *Cyclotella comta* var. *Pantanelli* et *Stephanodiscus Carconensis* sont deux Diatomées fossiles déjà rencontrées dans l'O. Tamenokalt et dans le bassin de Tin Tebarert. Elles renforcent l'hypothèse d'archaïsme émise par C. Arambourg pour les Tilapia.

— *Melosira granulata*, surtout *Melosira ambigua*, *Cyclotella comta*, *Stephanodiscus Astrea* sont des espèces euplanctoniques ou même vivant dans des étendues d'eau importantes, ou des eaux courantes, ce qui indique que cette dépression ne devait pas être complètement fermée. Par contre, *Anomeoneis spherophora* est une espèce halophile, indiquant une forte teneur des eaux en sels dissous. Il semble donc y avoir eu des variations dans les conditions d'écoulement de ce lac. D'ailleurs parmi les vestiges de feuilles que j'ai rapportés G. Aymonin a pu déterminer des Nymphacées (nervures à disposition dichotome), d'origine tropicale très probable et indiquant un milieu d'eaux tranquilles.

3) **Nature de l'argile.** La présence de nombreuses concrétions [1] salines, calcaires ou siliceuses dans la sédimentation argileuse serait en faveur d'un milieu assez confiné. Certaines concrétions d'un blanc éclatant ou de fines plaquettes interstratifiées dans l'argile, se dissolvent entièrement dans l'acide [2] ;

1. Les dizaines de concrétions calcaires ou silicieuses trouvées dans le gisement aval ont des formes extrêmement curieuses. L'une est certainement le moule interne d'un Lamellibranche (7 cm) mais indéterminable. L'allure spiralée des autres faisait penser à des coprolithes de Crocodile, ce qui se vérifia lorsqu'au Tahag, j'ai trouvé ces mêmes concrétions associées à des écailles et dents de Crocodile. Cela renforce l'hypothèse d'un milieu tropical d'eaux tièdes.

2. L'analyse de Ca et Mg sur une de ces concrétions (M. Blondeau, SPCN, Paris) donne 40,8 % de CaO pour 2 % de MgO ce qui montre la faible importance du magnésium dans cette sédimentation.

d'autres grises sont des silex presque purs et on trouve tous les termes de passage entre les deux extrêmes, par suite d'une silicification progressive des concrétions calcaires. Ce milieu extrêmement particulier était très favorable à la néoformation d'argiles de type montmorillonite, selon l'hypothèse si intéressante de G. Millot. Dès les premières analyses effectuées au Museum (rayons X) et à l'Institut agricole de Maison Carrée (méthode colorimétrique) l'argile entourant les Tilapia apparaissait comme une montmorillonite presque pure. Ce résultat a été ensuite confirmé sur d'autres niveaux par une A.T.D. (I.G., Paris) et une étude aux rayons X (O.R.S.T.O.M., M. Pinta : « montmorillonite avec traces de chlorite »). Enfin, l'étude au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) permet de dire que cette montmorillonite est pratiquement pure (100 %).

Cette argile, sur trois clichés réalisés au microscope électronique par Mme Oberlin, se présente, pour 95 % au moins en lattes qui font penser à la nontronite, ce que confirmerait la couleur gris verdâtre de cette argile. Le fer semble donc appartenir au réseau même de cette argile, dans un milieu riche en fer au moment de la néoformation, ce qui paraît tout à fait vraisemblable étant donné l'existence probable de sources ferrugineuses. L'analyse chimique de cette argile (C.R.P.G., Nancy) confirme les résultats précédents par l'importance de la perte au feu (17,8 %), le rapport élevé de SiO^2/Al^2O^3 (5,6) et la relative abondance du fer (9,7 %) et du CaO (2,14 %). Cette argile contient 49,6 % de SiO^2, 14,9 % d'Al^2O^3, 2,1 % de MgO, très peu de Na^2O (0,74) et K^2O (0,82), mais une étonnante proportion de TiO^2 (2,74 %). Cette teneur en titane ramène au problème de l'influence éventuelle de cendres volcaniques « toutes disposées à se transformer en montmorillonite en milieu basique » (G. Millot, 1964, p. 235).

LES INFLUENCES DU VOLCANISME SUR LA SÉDIMENTATION :

Il est certain que cette extraordinaire abondance dans les eaux de ce lac, à la fois de silice, de calcaire et de fer est due en grande partie à l'environnement volcanique, plus qu'à des conditions climatiques. Dans cette sédimentation à caractère chimique et alcalin, la silice semble s'organiser tantôt seule (les silicifications), tantôt associée à l'alumine, au fer et aux cations (nontronite, montmorillonite). « La teneur en sels de Na et K est indifférente au mécanisme de leur croissance, mais le milieu basique est nécessaire » (G. Millot 1964, p. 311). On assiste alors à ce que G. Millot a appelé une « néoformation par aggradation ». D'autre part, la flore aquatique, abondante dans le lac, créait un milieu assez riche en oxygène, entraînant l'oxydation et la précipitation du fer. Pour tenter de résoudre ce problème des apports liés au volcanisme, il faut examiner de plus près les dépôts de cette dépression :

1) **La coupe précédente** (A sur la fig. 130), présente au-dessus des 3-4 mètres de dépôts finement stratifiés, des lentilles de sables et de graviers sur 1 mètre environ. Puis, sur encore 2-3 mètres, apparaissent des blocs anguleux et très peu altérés de basalte gris (90 %) et de roches vertes du socle (environ 10 %). Ces blocs sont environnés de graviers et limons colorés en jaune safran (limonite) avec des concrétions ferrugineuses. Or, ces alluvions grossières paraissent provenir du remaniement d'une sorte de brèche de même couleur qui semble avoir rempli la dépression au moment de sa formation, comme dans les autres dépressions volcano-tectoniques (Tedrouri, Sud Amassine, Tahag). Ce matériel pyroclastique est visible un peu en amont sur la rive droite de l'O. Temorte et sur l'affluent, au contact du socle, mais il a été, dans cette dépression, nettement plus remanié [1].

2) **A 250 mètres en amont, sur la rive droite de l'affluent** (B sur le croquis), on observe, au pied du talus granitique, un « paquet » de basalte gris très altéré et lardé de filonnets de fer, qui visiblement n'est pas en place entre le socle et les projections jaune safran décrites ci-dessus (fig. 130). Puis une série sédimentaire s'appuie sur ce matériel pyroclastique avec des inclinaisons de 40° à l'amont, diminuant à 20-25° à l'aval [2]. Cette série comprend, à la base, des encroûtements ferrugineux semblables à ceux de la coupe A, mais plus minces, puis, dans les alluvions lacustres, deux gros niveaux de calcaire extrêmement pur, jaunâtre ou blanc, épais de 30-40 cm avec de très fines stratifications en plaquettes qui suggèrent un dépôt en eaux calmes. Examiné à la loupe binoculaire, ce calcaire fait penser à une boue lacustre contenant quelques sables fins (feldspaths, biotite). Ce calcaire se dissout presque complètement dans l'acide avec une très vive effervescence.

Au-dessus, le matériel redevient détritique avec des strates fines et grossières de 10-20 cm chacune qui suggèrent un delta sur la bordure du lac avec un « litage dégradé » (graded bedding) vers la partie supérieure. Les graviers proviennent de diverses roches volcaniques et de roches vertes du socle ; les

1. Au centre de la dépression, un gros lambeau de coulée basaltique basculé vers l'Est (?), est difficile à interpréter. Il s'agit peut-être, d'un élément des coulées supérieures effondré et épargné par la pulvérisation des roches de la dépression.

2. Cette inclinaison excessive semble indiquer que ce dépôt a été déformé. Mais elle suggère encore un ancien cône alluvial, alors que l'inclinaison des dépôts de la coupe A est contraire à la direction de l'hydrographie.

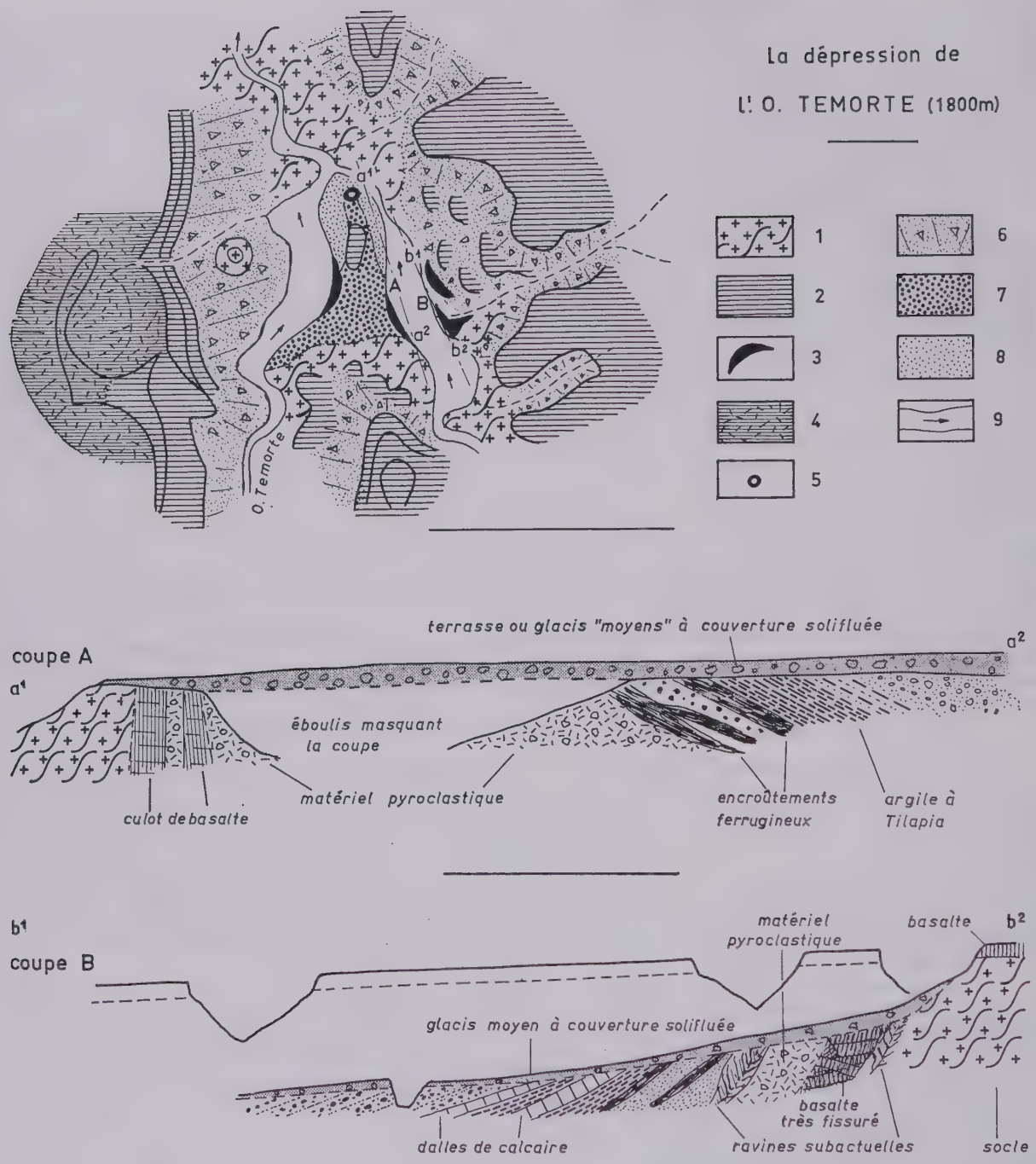


Fig. 130. — La dépression volcano-tectonique de l'O. Temorte et son évolution au Quaternaire : 1 - socle ; 2 - trapps basaltiques et coulées de pente ; 3 - matériel pyroclastique et lacustre de la dépression ; 4 - projections et scories du cône strombolien récent ; 5 - culot de basalte à l'aval de la dépression ; 6 - éboulis ; 7 - glacis ancien et terrasse associée ; 8 - terrasse « moyenne » ; 9 - lit d'inondation des crues actuelles. A et B : emplacement des deux coupes.

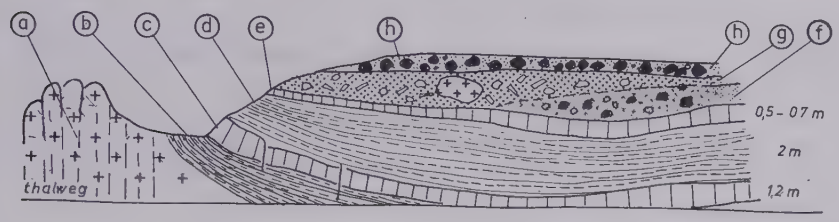
lits argileux sont de couleur jaune brun ou grise. Vers l'aval, la granulométrie devient de plus en plus fine, ce qui est normal dans une formation deltaïque.

Cette succession si rapprochée d'encroûtements de fer, puis de calcaire est troublante. Elle peut exister en dehors du volcanisme puisque le dépôt simultané du fer et du calcaire a été étudié sur le littoral

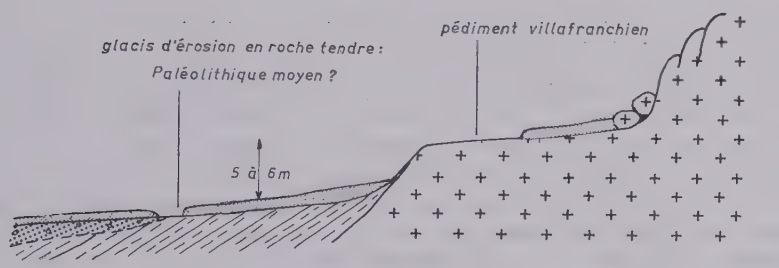
algérois, le calcaire précipitant très légèrement après le fer [1]. Mais dans l'O. Temorte, on ne peut pas écarter l'hypothèse de sources thermales très chargées qui auraient déposé leur fer dans les dépôts détritiques et du calcaire, très pur, dans une nappe d'eau juste en aval, au moment de la formation de la dépression volcano-tectonique. Or cette curieuse succession de dépôts ferrugineux puis calcaires se retrouve dans l'accumulation lacustre du Tahag, avec des conditions de gisements différentes.

2) *LES DÉPOTS LACUSTRES DU BASSIN DE TAHAG.*

a) La coupe : au débouché dans le bassin, sur la rive gauche, on observe (fig. 132) les mêmes argiles finement litées alternativement grises et brunes directement contre le granite. Ces stratifications fines sont cependant perturbées par des graviers et même des galets de basalte gris et de ponces et surtout par la présence de plaquettes de 1 à 3 cm d'un sel blanchâtre qui, en gonflant, disloque le dépôt primitif. Ce sel cimente parfois des bancs de projections volcaniques en véritable béton extrêmement dur, ce qui prouve que les éruptions et les apports hydrothermaux étaient contemporains de la période lacustre [2].



TAHAG :
coupe de rive gauche .
en B *sur le croquis de localisation (fig. 132)*



TAHAG :
pédiment et glacis d'érosion
sur la rive gauche .
(en A sur la fig. 132)

Fig. 131. — Deux coupes dans les dépôts quaternaires du Tahag : La coupe du haut, située au Nord du premier « môle » rencontré par l'O. Abdassène, permet de voir : a - le granite très diaclasé ; b - l'argile finement litée inférieure ; c - le calcaire lacustre (finement feuilleté et plissoté localement) ; d - l'argile supérieure ; e - la dalle de calcaire supérieure ; f - un premier épisode torrentiel (?) ; g - la phase de ruissellement sur le « vieux » pédiment (sables rouges) ; h - épandage des blocs de la haute terrasse. La coupe du bas montre l'emboîtement d'un glacis en roche tendre couvert par la terrasse « moyenne », puis par les sols noirs du dernier Pluvial, en contrebas du vieux pédiment villafranchien (lui-même recouvert de sols noirs du dernier Pluvial).

— *Au-dessus, la sédimentation devient calcaire,* comme à l'O. Temorte, mais elle se présente non pas en dalle, mais en très fins feuillets de 1 mm sur 1 à 1,2 mètre d'épaisseur. Cette stratification « varvée » est très caractéristique d'un dépôt lacustre, mais il faut remarquer que ces feuillets ont été ensuite « plissotés » à l'état encore liquide par des glissements extrêmement complexes à l'échelle centimétrique et ondulés en anticlinaux miniatures à l'échelle du mètre (Pl. XXII, fig. 3) et orientés ENE-OSO. De telles perturbations ne paraissent pas explicables par des déformations de l'argile salifère et sont presque trop accusées pour des formes de slumping. Elles paraissent liées à la déformation du fond lacustre qui est évidente si l'on recherche les autres lambeaux de calcaire lacustre [3] et si on

1. J.H. Durand et S. Boulineau. *L'encroûtement ferrugineux des dunes de Zeralda* (Ouest Algérois) (CR. Somm. *S.G.F.*, 3 déc. 1962, p. 286-287).

2. En A sur la figure 132, la base de la coupe est plus visible. Elle commence par des encroûtements minces, rouge brique, enrobant un grand nombre de cristaux de feldspaths à l'exclusion de tout quartz ce qui est anormal pour un apport détritique. G. Lucas m'a aimablement suggéré qu'il devait s'agir de la phase résiduelle d'un tuf volcanique basique, enrobant des concrétions pyriteuses dont le soufre aurait disparu, laissant, par altération sous climat chaud, cet encroûtement résiduel épais de 15-20 cm.

3. Au SO, les pendages sont de l'ordre de 10-15°, mais au Nord la dalle calcaire, visible dans les entailles de ravins, est inclinée à 30-35° au moins, pente certainement excessive pour être originelle. Enfin, au SE, argiles et calcaires feuilletés s'inclinent de 20-25°, également vers l'intérieur de la cuvette.

tente d'en tirer une coupe géologique (fig. 132). Des lits de cendres volcaniques grises, épais de 20-30 cm et renfermant des gravillons ou des sables basaltiques prouvent que les éruptions et l'érosion des cendres avoisinantes se poursuivaient.

— *Les mêmes argiles qu'à la base reprennent au-dessus*, très compactes, mais interrompues par des lits ou des fentes remplies du même curieux sel qu'au-dessous. Ce sel paraît contemporain de la sédimentation et cimente les lentilles de sables intercalées localement entre les argiles. Dans les argiles on trouve aussi des concrétions calcaires et siliceuses comme dans l'O. Temorte ; la parfaite conservation des anneaux de contriction ne laisse ici aucun doute : il s'agit de coprolithes calcifiés ou silicifiés. Au-dessus des argiles (2 mètres), la sédimentation calcaire recommence, sous la forme d'une dalle compacte et très blanche (50 cm) ou de plusieurs petites dalles superposées (70 cm) qui rappellent la dalle calcaire de l'O. Temorte ou celle de l'O. Tamenokalt (p. 79). Quant la texture est finement litée, on aperçoit, entre les feuillets, des empreintes fibreuses de végétaux aquatiques (Roseaux ?). Les argiles grises et ocres reprennent au-dessus, mais elles ont été érodées presque entièrement.

b) Les données paléontologiques et botaniques :

En A, sur le croquis de localisation, cette belle série lacustre a été profondément disséquée par le ravinement. Dans les argiles grises ou ocres, en mars 1964, J. Boissonnas et moi, avons eu la grande joie de découvrir un certain nombre d'ossements de Mammifères, souvent de gros calibre et conservés grâce à une intense ferruginisation qui les fait ressembler étrangement, dans leurs parties spongieuses, à des blocs de ponces basaltiques [1]. Or, de vraies ponces existent légèrement en amont du gisement, dans le matériel pyroclastique de la dépression volcano-tectonique !

Parmi ces Mammifères, on peut relever :

1) De très gros os (en particulier un fragment de vertèbre) qui ne peuvent être que *l'Elephant (Proboscidien) ou un Mastodon*, donc Tertiaire ou Quaternaire ;

2) Un élément de mâchoire avec deux dents, et des écailles appartenant à un *Crocodile ;*

3) Surtout des os, très nombreux, caractéristiques d'un *Rhinocéros*, d'assez petite taille. *La présence d'une incisive inférieure caractéristique des Rhinocérotidés mio-pliocènes* fait supposer à C. Arambourg que ce gisement est certainement très archaïque, s'il est quaternaire (Villafranchien inférieur ?) ;

4) Enfin les coprolithes, très semblables à ceux que Y. Coppens a trouvés dans le Villafranchien du Tchad, confirment la *présence du Crocodile*. En effet, C. Arambourg a eu l'obligeance de me confirmer, d'après la taille (10-15 cm) et la forme spiralée que ces coprolithes ne pouvaient provenir que d'un grand Reptile continental qui, dans le contexte africain, ne peut être que le Crocodile. Th. Monod m'a pleinement confirmé ce diagnostic, ayant lui-même étudié des coprolithes semblables, mais beaucoup plus ferruginisés, dans les dépôts lacustres de la Mahadjabat.

Or un des coprolithes contenait visiblement des fragments d'os et de crâne de rongeurs, qui ont mis sur la voie de la recherche des pollens dans ce type de gisement extrêmement intéressant, où les risques d'apports extérieurs ou postérieurs sont supprimés. D'autre part le Crocodile est l'une des espèces les plus caractéristiques de cette faune « chaude », puisque animal à sang froid, il est beaucoup plus sensible aux conditions thermiques que l'Éléphant ou le Rhinocéros.

Les pollens, analysés avec beaucoup de patience et de minutie, au laboratoire de Palynologie du Museum, ont fourni des résultats extrêmement intéressants (M. Van Campo J. Cohen, Ph. Guinet et P. Rognon 1965).

1) *On retrouve le même mélange que dans le Villafranchien de Tin Tebarert*, entre une flore tempérée *(Betula, Alnus, Corylus, Tilia, Castanea, Juglans, Aesculus, Platanus)* et une flore tropicale mieux représentée qu'à l'O. Tin Tebarert (2 espèces *d'Anacardiaceae* qui ne sont pas *Rhus*, 1 *Sapindaceae*, 2 *Myrtaceae Cf. Myrica faya)*, mais ces familles tropicales possèdent souvent des représentants en climat méditerranéen ou même tempéré *(Anacardiaceae, Myrtaceae, Myricaceae)*. La présence, dans le même gisement, d'une faune de savane s'ajoute à ces espèces tropicales pour donner à cet ensemble un caractère mixte, à la fois méditerranéen et tropical. Ce genre d'association a dû être répandu dans le passé, surtout à la fin du Tertiaire, avant les traumatismes des glaciations et des périodes arides. Aussi une telle juxtaposition vient renforcer l'hypothèse d'une flore montagnarde de type méditerranéen

1. La présence de fer en surabondance dans les eaux (il forme parfois des lits de limonite entre les argiles) provient certainement de sources ferrugineuses liées à ce crypto-volcanisme. Elle explique l'étonnante conservation de ces ossements.

euro-asiatique, implantée dans l'Atakor dès la fin du Tertiaire (et non pas d'une flore mise en place au cours du Quaternaire). Ce caractère relictuel tertiaire est accentué par la présence d'un *Pterocarya*, disparu d'Europe et même des montagnes irano-caucasiennes, et par un *Aesculus* qui n'est pas *Aesculus hippocastanum*

2) *Par contre, des migrations quaternaires d'espèces atlasiques (Cedrus, Pinus, Quercus, Cupressus)* vers l'Atakor lors des périodes de refroidissement et de précipitations accrues ont progressivement modifié la composition de cette flore. La comparaison avec les analyses de Tin Tebarert et Tarhenanet d'âges plus récents est très intéressante pour suivre cette évolution :

	Tahag (1 800 m)	Tin Tebarert (2 200 m)	Tarhenanet (1 900 m)
1. Éléments subtropicaux et tropicaux	6	5	1
2. Éléments montagnards des régions méditerranéennes orientales	41	17	8
3. Éléments méditerranéens	18	31	10
4. Graminées	33	56	48
5. Divers	14	47	14
6. Éléments désertiques et halophiles	25	162	66
7. Plantes d'oueds, de mares permanentes ou semi-permanentes et de lieux humides	6	25	17
	143	343	164

Si l'on construit les spectres polliniques (pourcentages de 1, 2, 3, 4, 5), la strate arborée très importante à Tahag (57 %), diminue à Tin Tebarert (30 %) et s'amenuise encore à Tarhenanet (22 %). Si plus précisément encore, on élimine l'élément atlasique qui a pu être régénéré au cours du Quaternaire (A. Pons et P. Quezel 1957 a), l'évolution des arbres à feuilles caduques devient encore plus frappante avec 42 % (Tahag) 10 % (Tin Tebarert) et 9 % (Tarhenanet). Le nombre des espèces d'origine tertiaire semble avoir brutalement diminué entre les lacs de Tahag et de Tin Tebarert, ce qui confirmerait l'existence d'une assez longue période ou d'une sécheresse prononcée entre les deux périodes, comme le suggère l'évolution morphologique au Tahag (p. 490). Au niveau des genres, *Platanus* passe de 11 (Tahag) à 3 (Tin Tebarert) et 0 (à Tarhenanet) *Alnus* de 7 à 1 et 2, *Corylus* de 8 à 2 et 1, *Castanea* de 1 à 0 et 0, *Aesculus* de 4 à 0 et 0. Au contraire l'élément atlasique augmente de Tahag à Tin Tebarert.

Ce caractère nettement différent de la flore de Tahag avec un pourcentage considérable de feuillus renforce le caractère nettement plio-pléistocène (ou même mio-pliocène si l'on se réfère à la flore de feuillus à la même époque dans les plaines d'Europe) déjà pressenti dans la faune (Rhinocérotidé). Il faut ajouter, en plus des pollens, la découverte, parmi les ossements d'un bois fossile que E. Boureau a eu l'amabilité de déterminer comme un bois de Tamarix, très semblable à ceux de Somalie française et de Mauritanie (E. Boureau, 1951). Cet arbre, localisé actuellement dans les régions méditerranéennes du Nord de l'Afrique et l'Asie centrale, vient encore renforcer l'indication fournie par les pollens. C'est, également, une espèce halophile, vivant facilement à proximité d'eaux riches en sels.

c) Interprétation

Cette véritable série sédimentaire, qu'on retrouve aussi au SE du Tahag présente une telle homogénéité dans l'ensemble du bassin (et aussi dans celui de l'O. Temorte) qu'il est difficile d'exclure l'influence d'une séquence climatique. Comme dans l'O. Temorte et l'O. Tin Tebarert, l'argile est ici une montmorillonite pure (100 %) par l'étude au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) et cette homogénéité aussi est étonnante. Il semble que le matériel pyroclastique basaltique émis par les micro-volcans lors de l'apparition des dépressions volcano-tectoniques a eu d'autant plus de facilité à se transformer en montmorillonite, que le climat de type savane que révèle la faune, convenait parfaitement à la formation de ce type d'argiles. La présence de sources thermales, par contre, paraît nécessaire pour expliquer la présence à la fois du fer et du calcaire en si grande abondance et F. Fournier avait très tôt attiré mon attention sur le caractère insolite de cette association.

Les renseignements fournis par la faune au Tahag viennent confirmer l'archaïsme de ces épisodes lacustres déjà mis en évidence par les Diatomées dans l'O. Tin Tebarert. Mais le caractère plus

thermophile de la faune et la plus forte proportion d'arbres relictuels dans la flore permettent d'avancer l'hypothèse d'une sédimentation plus ancienne au Tahag et à l'O. Temorte qu'à l'O. Tin Tebarert. Cette interprétation serait conforme à l'évolution morphologique postérieure.

B. — LA MISE EN PLACE DES TERRASSES FLUVIATILES POSTÉRIEURES :

Toute l'évolution postérieure est magnifiquement visible au Tahag où la formation lacustre a été taillée en gradins par l'enfoncement progressif de l'O. Abdassène :

1) La formation lacustre au Sud est entaillée par un premier glacis couvert de dépôts de ruissellement contenant des graviers volcaniques et de nombreuses plaquettes calcaires arrachées aux niveaux supérieurs du lac (en f sur la fig. 131). Mais très vite les apports deviennent granitiques (graviers de feldspaths) et se colorent en rouge brun. En effet ce premier glacis (Gl1 sur la fig. 132), taillé dans les couches sédimentaires, se prolonge à l'amont par un « micro-pédiment » rocheux qui se développe dans le granite jusqu'à 20-25 mètres au-delà du contact brutal entre granite et dépôts lacustres. Il semble donc qu'à cette époque, les versants granitiques aient reculé notablement [1] alors qu'ensuite on n'observe plus que des apports allogènes (terrasses Te) ou une érosion latérale limitée aux roches tendres lacustres (glacis sensu stricto, Gl). Ces lambeaux de pédiments, bien visibles à la bordure Sud, sont actuellement perchés à 15-18 mètres au-dessus du thalweg.

2) Puis, après une légère phase de creusement, la cuvette a été remblayée par des apports fluviatiles extrêmement importants (fig. 132).

a) **Cet alluvionnement est presque entièrement allogène :** la fraction sableuse et les galets de granite sont presqu'absents tandis que l'on trouve des galets de migmatites et une écrasante majorité de basalte et de phonolite (celle-ci avec un calibre de 50 à 80 cm). Ces galets présentent un émoussé assez net qu'on ne retrouve plus dans les terrasses postérieures ; en particulier, les galets de phonolite ne peuvent provenir que de la haute Koudia après un parcours d'une quinzaine de kilomètres depuis le Zermezoug. Les vestiges de cette haute terrasse (Te 1), très minces au Sud (pellicule de gros galets allogènes, surtout volcaniques), s'élèvent au Nord à 15-20 mètres au-dessus du thalweg avec une surface subhorizontale (même en légère pente du centre du bassin vers le versant) qui montre bien son caractère d'accumulation fluviatile. Cette surface au Nord semble être la surface originelle du dépôt et l'épaisseur de l'alluvionnement devait bien atteindre une dizaine de mètres dans l'axe de la vallée. Les galets de surface sont recouverts d'une patine extrêmement foncée (NF 31-XVIII-XXIV n° 176) et en quelques points, dans les coupes de ravins, on observe un ciment travertineux. Mais la très longue conservation de cette haute terrasse est essentiellement due au calibre de ses galets, supérieur à la compétence du ruissellement.

b) **Cette terrasse a une extrême importance :**

— *Elle isole en effet une phase de sables rouges antérieurs,* liée à un recul des versants granitiques et bien plus ancienne que la terrasse graveleuse rougeâtre moyenne, qui présente pourtant le même faciès. C'est un des rares points où cette distinction est possible ; partout ailleurs, les sables rouges les plus anciens, non protégés ont été emportés ou bien sont impossibles à distinguer de la terrasse moyenne.

— *Elle montre que le réseau hydrographique prenait déjà sa source vers le Zermezoug* et a dû s'installer à cette époque puisque la formation lacustre sousjacente ne présente pas d'apports fluviatiles. Mais surtout cette irruption de blocs volcaniques frais prouve une très faible altération et une gélifraction active en haute montagne, conditions très différentes du lac « tropical » antérieur. C'est exactement la même séquence que dans l'Arhil (Tin Tebarert), mais tandis que dans le bassin de Tin Tebarert, il y avait une magnifique continuité dans la coupe, ici on constate une rupture brutale avec formation de glacis et creusement linéaire. Il est difficile d'attribuer à la différence d'altitude faible (200 mètres) ou à la position sur un cours d'eau déjà bien formé (et non sur un versant) ce comportement aussi différent. On serait plutôt tenté de penser que la sédimentation lacustre a pris fin plus tôt au Tahag et la séquence nous révèle peut-être une évolution un peu plus longue, l'épisode lacustre de l'O. Tin Tebarert correspondant à la phase de creusement antérieure à l'alluvionnement (Te 1) au Tahag.

1. De gros blocs de granite sont présents dans les sables rouges.

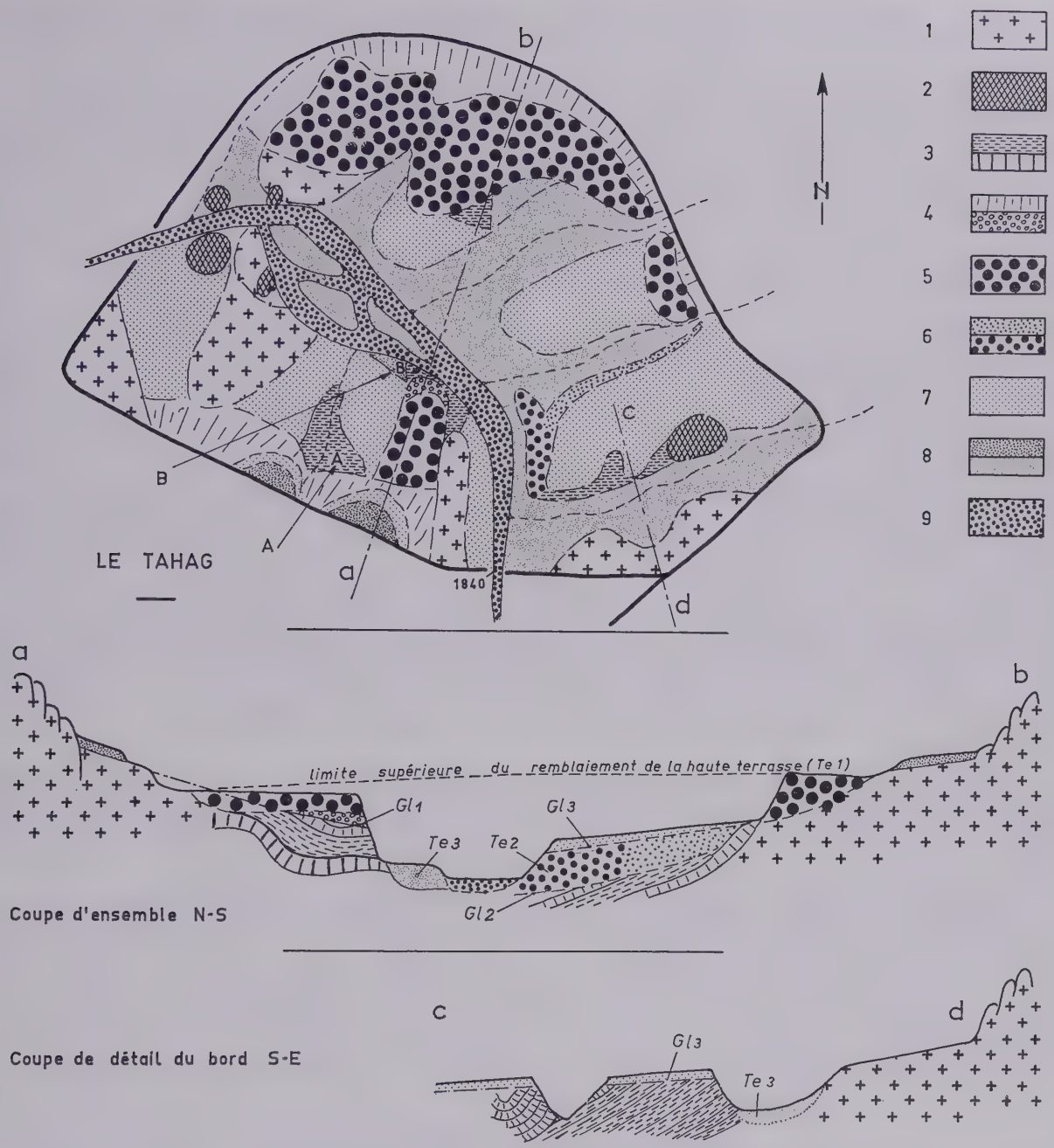


Fig. 132. — La dépression du Tahag et ses dépôts quaternaires : 1 - affleurement granitique ; 2 - roche volcanique liée au volcano-tectonisme ; 3 - dépôts lacustres fossilifères ; 4 - (en plan et en coupe) vestige d'un très ancien pédiment (Gl 1) ; 5 - alluvions fluviatiles de la plus ancienne terrasse (Te 1) ; 6 - deuxième phase d'altération (limons) ou de creusement (blocs), de la seconde terrasse (Gl 2 et Te 2) ; 7 - troisième phase d'érosion avec développement de glacis en roche tendre (Gl 3) couverts par la terrasse « graveleuse » ; 8 - troisième phase d'altération (sol noir), puis de creusement, avec dépôt de la terrasse limoneuse « récente » (Te 3) ; 9 - alluvions actuelles sableuses avec des traînées de blocs.

3) Ensuite s'est produite une seconde phase de creusement avec développement probable de glacis (Gl 2) aux dépens des sédiments lacustres. Puis cette entaille a été remblayée par de nouveaux apports allogènes, de calibre un peu plus petit (Te 2) et comportant une forte proportion de limons bruns, dus à des phases d'inondation lente. Ces limons, souvent noirâtres épais de 2 à 4 mètres vers l'Est, sont très compacts et sans stratification. A la périphérie, ils doivent provenir de sols profonds exactement semblables à ceux qui accompagnent la phase « O. Abrare » dans le bassin de Tin Tebarert. Comme

ceux-ci, ils sont recouverts en discordance, par la terrasse moyenne. Cette phase Te 2 correspond donc bien à la deuxième période de solifluction active en haute montagne, celle de l'O. Abrare.

4) En effet, après la terrasse Te 2, l'alluvionnement reprend un faciès beaucoup plus « local ». Après un léger remaniement de la terrasse en glacis (Gl 3), se développe l'accumulation des graviers rougeâtres si typiques de la terrasse dite « moyenne ». Ces dépôts de ruissellement sont surtout constitués de matériel provenant d'un manteau altéré sur les granites environnants mêlé à une certain nombre de petits blocs volcaniques arrachés par sapement et éboulement, à la terrasse Te 1. Mais il est remarquable que, lorsque ce glacis atteint le granite des bordures, il n'y a presque pas eu de recul [1] excepté peut-être quelques mètres à l'Est. Le matériel graveleux provient soit de sols peu évolués soit de grèzes mais n'indique pas une évolution nouvelle des pédiments. Le ruissellement n'a pas eu le temps ou plutôt n'a pas trouvé les conditions favorables pour mordre sur les surfaces rocheuses.

5) Cette accumulation de graviers est souvent couverte de limons noirs qu'on retrouve aussi à la surface des très vieux pédiments. Ces limons d'altération ou d'apports contiennent peu de sables, même au pied des versants granitiques. Ils appartiennent à cette phase bien connue maintenant, des limons pédologiques ou marécageux de Tarhenanet, liés au dernier Pluvial frais (phase « Tin Tebarert »). Quelques blocs anguleux de granite ou d'aplite contenus dans les limons indiquent sans doute le rôle de la gélifraction. La fraction argileuse de ces sols comprend 40 % de montmorillonite, 40 % d'illite et 20 % de kaolinite (Lab. Géol., Strasbourg) et se différencie donc totalement des altérations villafranchiennes. La coloration noire provient de la matière organique, mais aussi de cendres de foyers préhistoriques. En effet ces limons sont jonchés d'éclats et de nucleus, indubitablement façonnés par l'homme et apportés ici, car ils sont taillés dans des roches inconnues dans le bassin (excepté des éclats de quartz blanc). J'ai retrouvé ces mêmes éclats, mais dépourvus de patine et d'éolisation, à l'intérieur des limons, où ils devaient constituer les vestiges d'un atelier de taille en place. Or, aucune des pièces exhumées n'est typique : polyèdres, ébauches de lames. Mais deux vrais outils (un racloir et un nucléus) seraient, avec beaucoup de réserves, des outils « moustériens » ou atériens, c'est-à-dire Paléolithique moyen à supérieur. J. Tixier les rapprocherait volontiers de l'Atérien de Tiouririne (erg Tihodaïne) et pense qu'on peut conclure qu'il s'agit d'outils postérieurs au Paléolithique inférieur et antérieurs au Néolithique J'ai aussi trouvé dans ce gisement une vertèbre et quelques dents de Carnivores peu déterminables.

Ces limons indiquent donc ici une phase d'altération encore notable, au cours de la dernière période froide. Ils s'accompagnent de ces mêmes outils mal définis du Paléolithique moyen à supérieur. Mais la confirmation de cette datation sera donnée sur la bordure NO (p. 506). Cette phase pédologique marque l'arrêt du ruissellement sur tous les glacis, même Gl 3 et la réinstallation de la flore d'altitude très appauvrie lors de la phase sèche de la « terrasse graveleuse ».

6) Après un nouveau creusement, correspondant sans doute a un assèchement du climat et aboutissant à la création d'un large chenal d'écoulement enfoncé de 5 à 6 mètres dans la terrasse graveleuse, la terrasse brune limoneuse se développe (Néolithique ?). Elle diffère par sa granulométrie très fine, aussi bien des terrasses antérieures Te 1 et Te 2 que de l'alluvionnement de galets du lit « majeur » actuel. Ces apports de limons marquent certainement la phase décisive de la dégradation du manteau végétal avec disparition du sol noir « moustérien », mais aussi un type d'écoulement lent, sans crues violentes dans les grands oueds, qui semble bien la caractéristique de la période « néolithique ».

C. — LA COUPE DU TAHAG EST CAPITALE POUR LA COMPRÉHENSION DU QUATERNAIRE DU HOGGAR :

En effet, par son altitude moyenne (1 840 mètres) elle permet de raccorder, dans cette zone de la « moyenne montagne », les observations de la haute Koudia avec celles du pourtour :

— **Elle prouve qu'il y a eu à la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire, contact entre la flore irano-caucasienne d'altitude et une faune « tropicale »,** jusqu'à 1 850 mètres d'altitude. Cette phase très humide, qui s'est progressivement dégradée vers le froid en altitude (Arhil) a permis une dernière altération importante à l'extrême début du Quaternaire. Tandis que le froid

1. Ceci est très net au Sud où la limite entre le vieux pédiment rocheux et le glacis en roche tendre s'arrête exactement sur le contact, entre les deux formations par un talus granitique de 3-4 mètres.

s'établissait en montagne, les régions bordières ont dû connaître un épisode assez sec où l'érosion aréolaire a développé les dernières formes de pédiments et déblayé les alvéoles de crypto-décomposition (Villafranchien « moyen » ?).

— **Puis deux phases humides et fraîches sans doute assez rapprochées** (Arhil et O. Abrare) ont fourni aux oueds venant de la haute Koudia, une masse de blocs apportés par la solifluction lors du façonnement des grands versants phonolitiques. Ces blocs ont été abandonnés en terrasses imposantes le long de tous les oueds, mais ces terrasses ont été dégradées par la suite excepté dans ce bassin quasi fermé du Tahag. On en retrouve le témoignage dans de vastes épandages de blocs volcaniques au débouché sur les plaines bordant l'Atakor.

— **Tandis que le calibre des galets diminue lors des phases fraîches, l'alluvionnement des périodes sèches intermédiaires augmente** sous la forme de la terrasse graveleuse, typique de toutes les bordures de l'Atakor. Cette période est surtout marquée par une destruction de sols squelettiques sur granite et par l'érosion des versants fragiles de grèzes (conservés à l'heure actuelle uniquement sous la protection des coulées de solifluction). Cette phase de ruissellement intense sous un climat plus sec et sans doute plus chaud est en effet la première période importante de déséquilibre des versants depuis l'établissement du froid. Aussi, sur un temps sans doute assez court, s'est effectuée une destruction très active des formes de relief antérieures qu'on ne retrouve que par des reconstitutions dans des sites privilégiés comme les dépressions volcano-tectoniques.

— **Diminuant encore d'intensité, la dernière phase fraîche n'a connu que de petits névés** localisés dans la haute Koudia. La moyenne montagne était alors couverte d'un tapis herbacé et forestier assez dense pour permettre la création de sols noirs ou bruns, surtout sur basalte, mais même sur granite (Tahag).

— Enfin aux terrasses de galets des périodes froides et a la terrasse de « graviers ruisselés » de période sèche, vient s'ajouter **la terrasse brune récente** qui correspond à un régime hydrologique particulier et à une période de dégradation des sols limoneux (terrasse d'inondation). De telles terrasses ont pu se former dans le passé, mais leur extrême fragilité n'a pas permis leur conservation.

III. — PRÉCISIONS SUR LE QUATERNAIRE RÉCENT : LE BASSIN DE TEDROURI :

Tédrouri et Tessibent se distinguent de tous les autres bassins volcano-tectoniques, par leur volcanisme de type « acide » et leurs accumulations, visibles en coupe (sur 2 mètres) à Tessibent et connues par sondage (sur au moins quinze mètres) à Tédrouri, de fines cendres pyroclastiques blanches.

A. — LA SÉDIMENTATION ANTÉRIEURE AU CULOT DE LAVE

A Tedrouri, le culot de lave de l'Ouest est entouré de magnifiques brèches d'explosion, formées de blocs de lave, de granite et d'une poudre de cristaux granitiques et diaclasées en lamelles épaisses de 2-3 cm, concentriques par rapport au culot comme si celui-ci était sorti « en force » au sein de ces brèches. Ce volcan et ces brèches ont remanié ou basculé vers l'Est toute la série des cendres, visiblement inclinées dans le puits comme dans la coupe de l'oued [1]. Ces cendres finement stratifiées se sont en effet accumulées dans un lac : on y observe des cristaux de quartz et de feldspaths blancs très frais et anguleux, des cendres sableuses, des lits de cinérites pélitiques et des lits d'argile grise ou de limonite. Tous les échantillons prélevés entre 0 et — 15 m, sont sans réaction à l'acide et les carbonates paraissent

1. La dépression semble en effet antérieure à l'apparition tardive de ce volcanisme acide avorté. Les observations de terrain trouvent un élément de confirmation dans l'étude des minéraux lourds (J. Etienne, C.E.P.). Dans toute la phase lacustre déformée, à 0 et à — 15 mètres, on rencontre beaucoup de zircons, du rutile, de l'andalousite très abondante, de la staurotide fréquente, de la hornblende verte et de l'apatite, qui indiquent un cortège d'auréole granitique. Cependant, les minéraux lourds sont plus abondants à 0 mètre avec des zircons frais, des biotites très noires (à — 15 mètres : plutôt de la muscovite) qui font penser à des apports de matériel frais. Au contraire dans le matériel discordant, postérieur à la déformation du lac, trois échantillons montrent une très nette prédominance de l'apatite (fluophosphate de calcium) et de sulfates très variés, ainsi que de l'épidote (fréquente). L'abondance de ces minéraux rejette le zircon, le grenat, la zoïsite et l'andalousite dans les éléments « rares », la tourmaline, le rutile et la hornblende verte dans les minéraux « très rares ».

presque absents dans cette sédimentation, contrairement aux dépôts des autres dépressions (Tin Tebarert, O. Temorte, Tahag). Au contraire, la silice est extrêmement abondante et la formation de gels de silice exceptionnels rend impossible l'extraction des pollens. On peut les rapprocher des tufs et cinérites « sédimentés tranquillement dans des eaux limpides presque sans interposition d'apports étrangers »

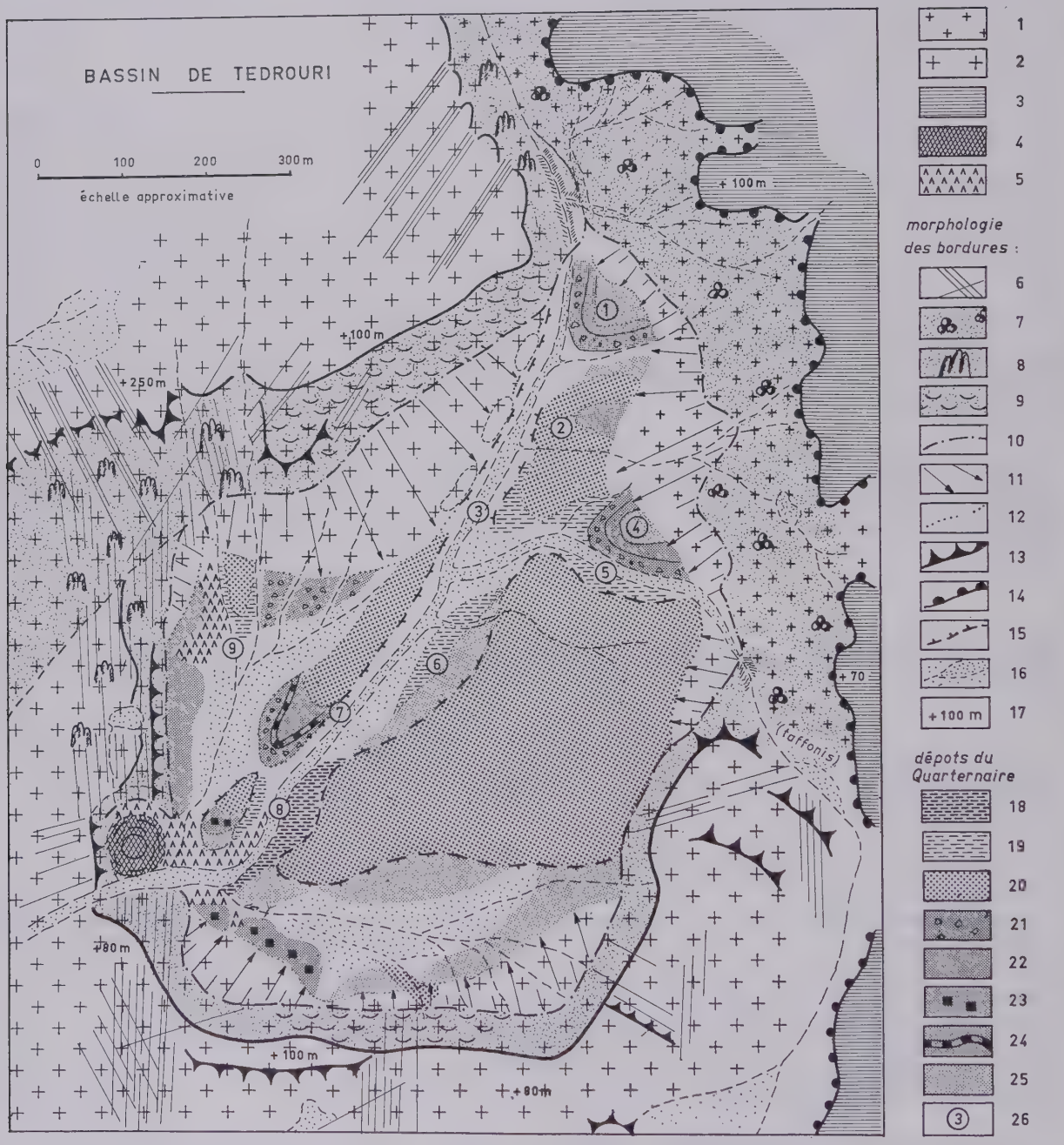


Fig. 133. — La dépression volcano-tectonique de Tedrouri : 1 - granite migmatitique encaissant ; 2 - granite intrusif « de Torak » ; 3 - basalte ; 4 - appareil de lave « acide » ; 5 - brèche d'explosion ; 6 - diaclases ; 7 - versants d'empilements de boules ; 8 - versant de lames rocheuses ; 9 - versant de dalles lisses ; 10 - rupture de pente inférieure (knick) ; 11 - pédiments ; 12 - limite entre les formations alluviales ; 13 - accident topographique important ; 14 - corniche basaltique ; 15 - petit talus d'érosion ; 16 - lit de l'oued actuel ; 17 - altitude relative par rapport au fond ; 18 - première sédimentation lacustre ; 19 - argile grise en plaquettes ; 20 - terrasse « moyenne » graveleuse ; 21 - épandage de blocs anguleux du Pluvial récent ; 22 - limons noirs du Pluvial récent ; 23 - idem, avec concrétions ferrugineuses ; 24 - niveau phréatique de concentration du fer ; 25 - limons bruns de la terrasse récente ; 26 - chiffres de localisation des coupes.

que M. Dalloni (1934, p. 136) a décrits dans les bassins et cuvettes du Tibesti, dans le même contexte volcanique. Ces cinérites contiennent de 95 à 98 % de SiO^2 et cette abondance de silice a entraîné le pullulement des Diatomées.

1) *LES ENSEIGNEMENTS TIRÉS DE L'ÉTUDE DES DIATOMÉES :*

Les Diatomées existent en effet à tous les niveaux, renforçant l'idée d'une sédimentation lacustre. Mais les apports sans doute rapides de cinérites ont empêché la formation de vrais lits de diatomites et les fragments pyroclastiques anguleux et coupants ont détérioré la plupart des micro-organismes. Pourtant les niveaux 0 et — 7 mètres m'ont fourni des Diatomées en grand nombre qu'E. Manguin a analysées avec une très grande patience. On peut en conclure :

a) Que cette cuvette a toujours été pratiquement isolée de l'extérieur. Les espèces dominantes indiquent un faciès essentiellement marécageux.

Epithemia turgida se présente en masse (— 7 mètres) ou très commune (0 mètre), c'est une espèce d'eaux stagnantes en plaine ou de petits lacs et tourbières de montagne en Auvergne (J. Héribault, 1902, p. 124), accompagnant des algues filiformes. Elle est considérée comme littorale et oligohalobe indifférente (de Toni, 1888). Très caractéristique est aussi *Melosira arenaria*, assez commune (0 et — 7 mètres), espèce d'eaux tranquilles vivant dans les fonds argileux inondés ou sur les rivages sableux et dans les Phragmitées (F. Hustedt, 1930 b). On rencontre aussi *Diploneis ovalis* (assez commune à — 7 mètres, assez rare à 0 m) vivant dans les marécages moussus, *Mastogloia sp*, forme littorale fixée et *Rhopalodia gibba*, espèce littorale également.

— *Certaines espèces font même penser que les eaux étaient saumâtres : Epithemia turgida* est une espèce alcalinophile (F. Hustedt, p. 387), *Fragilaria construens var sursalina* (assez commune à 0 et — 7 m) est une espèce littorale ou planctonique, qui exige une petite teneur en sels et abonde par exemple dans les marais côtiers de l'Allemagne du Nord (F. Hustedt, p. 141), ou encore *Rhopalodia musculus*, espèce d'eaux saumâtres des lagunes côtières ou continentales. Plus significative encore est *Rhopalodia gibberula*, vivant, en Allemagne, dans les eaux saumâtres des régions maritimes ou intérieures : salines, lacs salés (F. Hustedt, p. 391) et dans les lagunes natronnées du Nord du désert libyque (O. Muller, 1899). Enfin, on trouve *Anomeonis sphaerophora*, dont le type, très rare ici, vit dans les eaux douces ou légèrement salées, mais dont les variétés sont toutes liées à des eaux plus ou moins salées et absentes dans les eaux pures. Or, à Tedrouri, on rencontre *l'Anomeonis costata* dans les deux niveaux : espèce mesohalobe, elle est particulièrement abondante dans les eaux natronnées : elle se situe à l'extrême limite de résistance aux teneurs alcalines puisqu'elle peut vivre dans des eaux atteignant 7 000 mg/l de sels variés (O. Muller, 1959, p. 746) et se rencontre dans les nappes d'eau lagunaires en voie de disparition.

— *On peut même préciser davantage l'évolution de ce lac car à — 7 mètres on rencontre des espèces d'eaux plus profondes : Fragilaria brevistriata* (commune) et *pinnata* var. *venter* (assez commune) espèces pélagiques, et les *Synedra ulna* (commune) et leurs variétés *biceps* (commune) et *spatulifera* (assez commune), espèces euplanctoniques et eurytopes, qui fuient les eaux acides de sorte qu'elles sont généralement assez rares en région volcanique (F. Hustedt, 1949, p. 64). Or ces espèces fréquentes à — 7 mètres, disparaissent à 0 mètre où seul subsiste le type : *Synedra ulna* (assez rare). On peut donc en conclure que Tedrouri a dû être un lac assez profond au début, mais étant donné l'exiguité de la surface de ce « lac de cratère » de nombreuses espèces fixées ou littorales se développaient sur le pourtour. Puis par suite du comblement, amenant le fond presqu'au niveau de l'exutoire, les espèces d'eaux profondes disparaissent, sans qu'on puisse en déduire un assèchement climatique. Pourtant la présence d'espèces halophyles abondantes tend à prouver que l'exportation des sels devait être très lente.

b) Les indications concernant le caractère thermique des eaux sont moins précises : Ce lac est le seul, en dehors d'Ansassarène, où l'on rencontre *Melosira italica* car. *valida*, espèce alpine ou septentrionale, mais qui est ici en quantités nettement moins grandes (assez rare à — 7 mètres, assez commune à 0 mètre) qu'à Ansassarène. De plus, elle s'accompagne, en quantité moindre, d'espèces tropicales comme *Navicula confervacea* (un exemplaire à — 7 mètres) rencontrée aussi à Ansassarène (assez rare), *Achnantes inflata* (rare), considérée par F. Hustedt (1930 b) comme répartie surtout en zone chaude, ou encore *Pinnularia lacunarum*, espèce tropicale connue aux Célèbes en particulier (A. Schmidt, 1874-1884, tabl. 389, fig. 4-5) (« assez rare » à — 7 mètres, commune à 0 mètre). Ces indications suggèrent un régime thermique assez contrasté dans l'année, permettant la reproduction saisonnière des deux types de Diatomées, avec prépondérance en nombre des espèces froides (10 à 20 individus par préparation).

c) Du point de vue chronologique, les indications sont encore plus minces : La présence de quelques *Cyclotella Pantanelli* (rare à — 7 m) pourrait indiquer une certaine ancienneté du dépôt, mais sans cette certitude que la présence massive de cette Diatomée fossile donne pour Tamenokalt.

2) *L'ENSEIGNEMENT TIRÉ DE L'ANALYSE DES SÉDIMENTS*

La présence de cendres siliceuses, de fines cinérites, de lits d'argile et de diatomites donne une grande variété à cette sédimentation de plus de 15 mètres, sans qu'on puisse y déceler une évolution. Les bancs argileux sont verdâtres et se débitent en plaquettes plus ou moins grossières, séparées par des films ferrugineux, avec des fentes polygonales qui suggèrent une dessication à l'air libre, comme si la nappe d'eau avait une extension variable (ce que confirme le faciès surtout marécageux des Diatomées).

a) Ces argiles ont une composition chimique qui parait très homogène avec une importance particulière de Na^2O etK^2O (analyses C.R.P.G., Nancy).

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	Perte au feu
A — 3 mètres....	60,6	16,3	6,03	1,59	0,97	1,29	2,75	0,69	10,2
A — 14 mètres....	61,4	18,4	5,43	0,74	0,93	3,71	3,65	0,54	6,2

b) Onze analyses ont été faites au diffractomètre (Lab. Géol., Strasbourg) sur ces lits argileux a tous les niveaux. Il s'agit d'une montmorillonite presque pure :

— 15 mètres de profondeur : 100 % de montmorillonite ;
— 12 mètres : 80 % avec 20 % d'illite ouverte ;
— 9 mètres : 80 % avec 20 % d'illite ouverte ;
— 6 mètres : 90 % avec 10 % d'illite ouverte ;
— 3 mètres : 90 % avec 10 % d'illite ouverte ;
— 0 mètre : 100 % de montmorillonite ;
— 0,5 mètre au-dessus du sol : 90 % avec 10 % d'illite ouverte ;
— 1 mètre au-dessus du sol : 80 % et 20 % d'illite ;
— 2 mètres au-dessus du sol : 100 % ;
— 3 mètres au-dessus du sol : 100 % ;
— 4 mètres au-dessus du sol : 100 %.

Cet étonnant résultat confirme pleinement deux analyses thermiques différentielles antérieures (Inst. Cathol., Paris) : à 7 mètres de profondeur (montmorillonite, illite) et à 2 mètres au-dessus du sol (montmorillonite, avec traces d'illite). Il montre l'extraordinaire homogénéité de la sédimentation dans une cuvette presque fermée, mais aussi entre tous les bassins volcano-tectoniques. La seule exception est constituée par le bassin de Tessibent dont les argiles prélevées en coupe à 3 niveaux différents on donné une kaolinite prédominante (A.T.D., Inst. Cathol., Paris), puis pour deux autres niveaux, exactement la même composition : 50 % de kaolinite, 30 % de montmorillonite et 20 % d'illite (Lab. Géol., Strasbourg). Ce résultat est extrêmement important car le bassin de Tessibent est le seul dont l'environnement volcanique soit essentiellement phonolitique. Or nous avons vu que les sols sur phonolite étaient kaoliniques pendant le Pluvial récent alors que ceux sur basalte ou même sur granite sont montmorillonitiques. C'est donc un excellent argument en faveur d'une influence des sols environnants sur la sédimentation argileuse. Mais la part respective des argiles détritiques, des apports de cendres volcaniques altérées et de la néoformation a dû varier d'un bassin à l'autre.

d) Dans la partie supérieure, la sédimentation devient plus contrastée : des bancs fins d'argiles et de diatomites alternent avec des lentilles purement sableuses. Ces contrastes entraînent des figures de « slump », avec de micro-anticlinaux, des nappes de charriage à l'échelle centimétrique ou décimétrique déversées vers l'amont. Mais ces contorsions des litages ont dû être aussi favorisées par la déformation des alluvions inclinées de 10 % (amont) à 40 % (aval) de l'aval vers l'amont. Les lentilles de sables ferrugineux présentent des stratifications entrecroisées grossières. Ces sables sont très grossiers (médiane à 0,59 mm) très mal triés (Hé = 0,6 et Qdphi = 0,72) et presque dépourvus de fraction argileuse (1,55 % de limons et argiles). L'analyse chimique de leur fraction fine (Serv. Mines et Carte Géol., Alg.) indique une abondance de poussière de quartz (61 % de SiO^2), de l'alumine (Al^2O^3 = 15,5 %) et du fer (7 % Fe^2O^3) dans des proportions qui rappellent celles d'une roche granitique. Seulement 4 % de perte au feu montre la part relativement faible des éléments réellement argileux. C'est avec ces sables plus grossiers et ces figures de « slump », qu'apparaissent les premiers fragments phonolitiques dans la sédimentation et au-dessus la coupe a été érodée. Or l'apparition de

l'appareil « acide » a créé un nouveau seuil structural en aval et a permis une excellente conservation du Quaternaire récent.

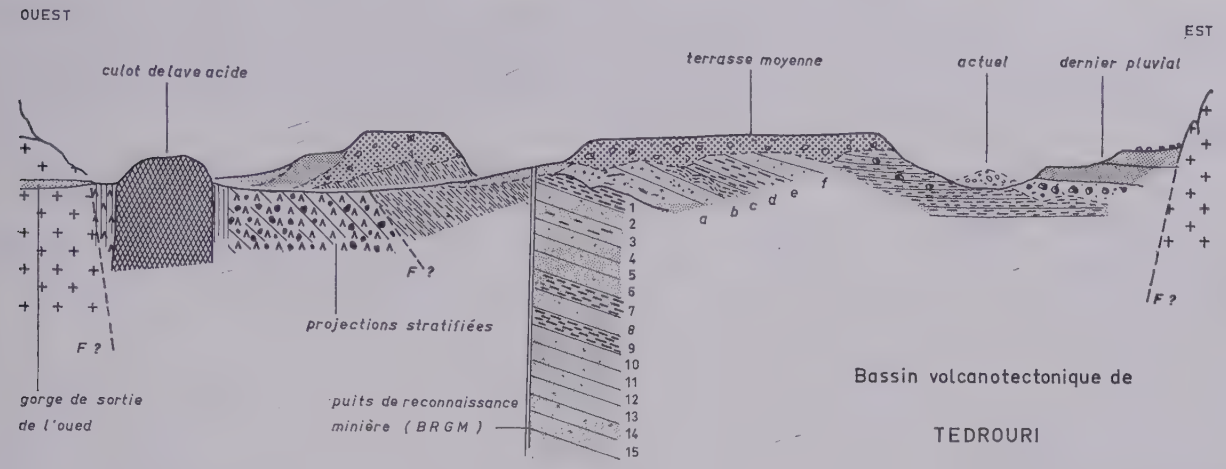


Fig. 134. — Coupe Est-Ouest à travers les dépôts quaternaires du bassin de Tedrouri : les dépôts lacustres redressés (ou effondrés) au contact des projections volcaniques sont visibles sur 15 mètres dans le puits. Limons gris vers la base (15), ils deviennent beiges et se chargent en concrétions (12), puis sont argileux avec un débit en plaquettes (9). Vers 7 mètres, on rencontre des diatomites, puis des limons argileux gris ou blancs (6 à 2 m), et de nouveau des diatomites (1). Les dépôts de a à f sont plus sableux, avec des lits argileux, parfois affectés par des ondulations (slumping) en c. Enfin, vers l'Est, des argiles grises en plaquettes avec quelques projections « acides » marquent la fin de cette sédimentation lacustre. En « discordance », on rencontre la terrasse « moyenne » puis un épandage de cailloux gélivés emboîté (à droite), surmonté d'un sol noir du dernier Pluvial, puis de limons bruns plus ou moins alluviaux, protégés par un reg à la base des versants. Les alluvions actuelles forment des « levées » de blocs dans le lit de l'oued à l'amont.

B. — LE QUATERNAIRE POSTÉRIEUR AU CULOT « ACIDE »

Vers l'Est, la meilleure conservation des alluvions loin de la gorge permet de suivre la fin de l'épisode lacustre (fig. 133) :

1) *EN 5 ET EN 9, SUR LA FIGURE, ON OBSERVE, SOUS LA TERRASSE GRAVELEUSE, DES ARGILES GRISES EN FINES PLAQUETTES LACUSTRES,* qui renferment quelques petits galets de phonolite sans doute venus de l'aval à une époque où la cuvette s'est trouvée fermée. Ces alluvions fines ont ensuite été entaillées, quand l'exutoire s'est débouché et dans ces entailles, s'est accumulée la terrasse graveleuse qui est présente aussi dans la gorge de sortie [1]. Cette terrasse comprend des conglomérats vers la base, et vers le haut, les graviers rougeâtres classiques. Elle représente, comme partout, la grande phase de déshabillage des versants.

Or la phase lacustre des argiles grises n'est pas localisée dans la seule dépression de Tedrouri. On la retrouve, en plusieurs points, sous la terrasse graveleuse, séparée de celle-ci par une courte phase de ravinement. On peut l'observer tout près de Tédrouri, au SSE du granite de Torak, sur la rive gauche de l'O. Torak [2], où les argiles grises sont interstratifiées avec de belles diatomites (fig. 135). Or les espèces de Diatomées extraites des dépôts lacustres de l'O. Torak et analysées par E. MANGUIN révèlent pour cette période :

a) L'EXISTENCE D'ÉTENDUES LACUSTRES IMPORTANTES ET PROFONDES avec des espèces planctoniques et même euplanctoniques :

— Surtout les *Melosira granulata* (présentes « en masse ») et leur variété *angustissima* (très commune), qui sont des espèces euplanctoniques et oligohalobes, répandues sans tous les grands lacs africains actuels et connues à l'état fossile dans les diatomites atériennes du Tchad (H. FAURE, E. MANGUIN et R. NYDAL, 1963).

1. En 3 sur la figure, on observe un passage continu du dépôt lacustre à la terrasse graveleuse et, en 9, les argiles lacustres reposent sur les brèches volcaniques.

2. Plus précisément, à 2 km au SE de l'Ad. Hedjerine. On observe une sorte de delta sous-lacustre, commençant par une argile sableuse presque verte, puis 2 à 3 mètres d'argiles et diatomites blanches en fines plaquettes avec quelques lits de sables et gravillons (gneiss et granite altérés, quartz et basalte frais) nettement émoussés, et de fines concentrations ferrugineuses. Ces alluvions ont légèrement été ravinées avant le dépôt désordonné des éléments anguleux de la terrasse « moyenne ».

— Mais aussi *Stephanodiscus Astrea* (très commune) espèce euplanctonique, répandue en particulier dans tous les lacs eutrophes d'Europe, d'Afrique et d'Amérique du Nord, *Navicula Scutelloïdes*, *Synedra ulna* var. *biceps* ou *Cymatopleura elliptica* (rare), typiquement euplanctoniques.

Ceci est renforcé par l'extrême pureté de cette diatomite où l'on retrouve quelques épines de Poissons et des restes de Cyanophycées (algues) mais ni spicules d'éponges, ni particules minérales. Cette pureté semble l'indice d'un couvert végétal dense, comme le laisse supposer la présence de *Cyclotella Kutzingiana* var *planetofora* (assez commune), espèce d'eau stagnante ou courante, particulièrement abondante dans les lacs entourés de forêts (F. Hustedt 1930 b, p. 100).

b) Ces diatomées sont presque toutes actuelles, mais un léger caractère d'archaïsme est donné par la présence, mais rare, de *Stephanodiscus Carconensis*, Diatomée fossile qui existait, « en masse », dans le lac villafranchien de Tin Tebarert.

c) Quelques espèces typiquement tropicales indiquent un climat de nuance chaude qui tranche sur les autres analyses de Diatomées de l'Atakor. On trouve en effet :

— *Rhopalodia vermicularis*, endémique de l'Afrique tropicale (F. Hustedt, 1949, p. 128).
— *Rhopalodia hirundiniformis*, endémique des lacs d'Afrique tropicale également.
— *Nitzschia lancettula* O. Muller, petite variété africaine fossile en Mauritanie, mais vivante en zone tropicale (lacs Nyassa ou Tanganyika (G. Huber. Pestalozzi, 1942, p. 473). Elle est planctonique et « endémique de l'Afrique tropicale » (F. Hustedt, 1949, p. 141).
— *Diploneis subovalis*, espèce littorale, oligohalobe et eurytope que E. Manguin a rencontrée dans les eaux de Nouvelle Calédonie et de Madagascar et qui est « surtout répandue à l'intérieur des régions tropicales » (F. Hustedt, 1949, p. 77).
— *Surirella elegans forma lata*, connue dans les lacs actuels des îles Célèbes (G. Huber. Pestalozzi, 1942, p. 516).
— *Achnantes inflata* qui a pour domaine d'élection les ruisseaux des pays chauds (F. Hustedt, 1930 b, p. 210), mais vit dans toutes les eaux courantes (p. 76).

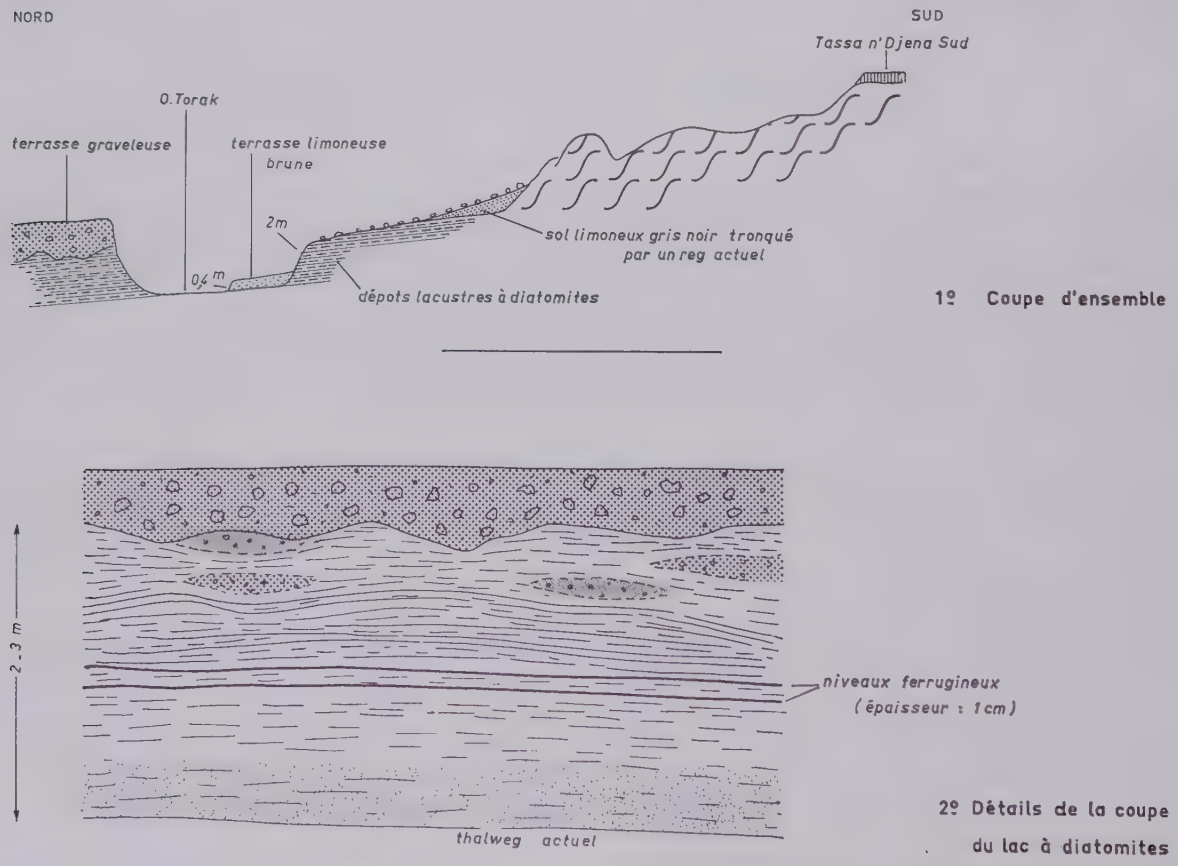


Fig. 135. — Coupes des dépôts quaternaires de l'O. Torak : la coupe d'ensemble montre la position chronologique des diatomites. En bas, on observe le passage des dépôts finement lités (argiles, diatomites) à des lentilles de sables granitiques (grises ou roses). Le tout est raviné par la terrasse « moyenne » assez faiblement « discordante ».

Il faut remarquer cependant que toutes ces espèces sont assez rares à très rares dans notre diatomite, mais les quatre premières correspondent à un cortège très caractéristique, par exemple dans la flore fossile des Diatomées de Moliro (lac Tanganyika), remontant tout au plus au Quaternaire récent, dans des conditions « qui ne diffèrent pas beaucoup de celles régnant actuellement au lac Nyassa (Th. REINHOLD 1937). Dans ces conditions tropicales humides, ces Diatomées sont assez communes à très communes.

Par contre les espèces « froides » sont pratiquement absentes dans ce gisement de l'O. Torak. On peut citer seulement *Cymatopleura elliptica*, abondante dans les lacs de l'Europe moyenne comme le Walensee où elle apparaît principalement en hiver, secondairement en automne et au printemps (G. HUBER-PESTALOZZI 1942, p. 484). Mais elle est « rare » dans l'O. Torak.

Ces diatomites nous révèlent donc un épisode lacustre qui a précédé de peu la terrasse graveleuse et qui semble caractérisé par des eaux tièdes. Les vestiges d'une sédimentation identique d'argiles grises en plaquettes n'existent pas en haute montagne sous la terrasse graveleuse et l'altitude moyenne (1 900 mètres) ainsi que l'exposition Sud de l'O. Torak pourraient expliquer l'existence de ce lac d'eaux tièdes. Il constitue un jalon extrêmement intéressant car cet épisode se retrouve fréquemment à plus basse altitude, en particulier à Tihodaïne, avec une faune thermophile (*Cf.* p. 508). Les argiles grises qui caractérisent cette sédimentation restent pourtant des montmorillonites : 90 % avec 10 % de kaolinite (analyse au diffractomètre, Lab. Géol., Strasbourg), mais cette argile est presque dépourvue de CaO (0,9 %) et MgO (0,65) (analyse par M. BLONDEAU, SPCN, Paris), contrairement aux épisodes lacustres antérieurs en milieu volcanique basaltique (Tin Tebarert, Tahag, O. Temorte). En 2 sur la figure 133, les argiles grises n'existent plus et la terrasse graveleuse repose sur un pédiment, par l'intermédiaire de 1 à 2 mètres de limons rouges (sans graviers, ni conglomérats) qui pourraient être un des rares vestiges de l'altération à cette époque.

2) *EN 1 ET EN 4 SUR LA FIGURE, LA TERRASSE GRAVELEUSE A ÉTÉ ÉRODÉE ET L'ALLUVIONNEMENT POSTÉRIEUR S'EST MIS EN PLACE DANS DES POCHES,* liées aux anciens ravins. Ces deux coupes 1 et 4 permettent de préciser davantage l'épisode « atérien » :

a) A LA BASE, ON OBSERVE UN LIT DE BLOCS ANGULEUX, non patinés, épais de 10-20 cm, discordant sur les argiles lacustres grises et sur la terrasse graveleuse. Ces blocs (quartz, aplite) plus ou moins enrobés de limons bruns, indiquent une période de gélifraction, qui est nettement à la base des limons « atériens ».

b) PUIS VIENT UN SOL LIMONEUX TRÈS NOIR, épais de 1 à 2,5 mètres par suite de colluvionnement. Il indique un arrêt des écoulements violents et de la fragmentation des roches, sous la protection d'un manteau végétal efficace (type Tarhenanet). Ce sol noir (10 YR 4/1,5 du code international) présente une structure grumeleuse, rendziniforme, typique d'un sol méditerranéen forestier franc (R. MAIGNIEN). En 1, où ce sol est épais de 20-30 cm, presque sans apport, il est très riche en matières organiques, très poreux, avec une légère accumulation des carbonates à la base. L'analyse thermique différentielle (Inst. Cathol., Paris) sur produit brut se traduit par un énorme pic exothermique vers 440-450° après un grand pic endothermique à 140°, ce qui caractérise cette abondance de la matière organique [1]. L'analyse aux rayons X sur échantillon traité (I.G., Paris) montre les raies de la kaolinite et de l'illite, pour un épisode d'ordinaire caractérisé par la montmorillonite et l'illite (par exemple au Tahag). Cela montre qu'en l'absence d'apports basaltiques, sur roche granitique, un bon drainage sur les bordures a pu permettre un lessivage assez poussé de ce sol. Le pH de l'horizon noir serait, d'après l'analyse au pH mètre, de 6,2 seulement.

Or, en montagne, un sol noir de type rendzine peut correspondre, à l'aval de la « chaîne », à un sol podzolique (P. DUCHAUFOUR, 1960, p. 245). C'est ainsi, semble-t-il, qu'on peut interpréter l'existence, au milieu de la dépression, en 7, d'un horizon d'accumulation de fer (20-30 cm) situé entre les blocs anguleux et le sol noir supérieur. Cet horizon très nettement hydromorphe (R. MAIGNIEN), semble dû à l'accumulation du fer amené par lessivage oblique de toutes les bordures de la dépression. Ce fer ferreux a la consistance du mâchefer et un éclat bleu métallique ; il englobe des limons brun-rouge et des limons humifères. J'ai pensé aussitôt à un alios, ou plutôt à sa variété plus ferrugineuse, la garluche (12-15 % de fer), que j'avais eu l'occasion d'observer dans les Landes méridionales lors d'une excursion dirigée par M. ENJALBERT. Mais l'analyse chimique effectuée à l'O.R.S.T.O.M. (Bondy) a montré une extrême richesse en fer (61,5 %), qui implique une accumulation nettement plus poussée, au niveau d'une nappe variable, en liaison avec le mauvais débouché à l'aval. Cette mobilisation du fer sur les versants nécessite une importante production d'humus, sous un climat assez frais, et assez

1. Un dosage de cette matière organique par le carbone (méthode de ANNE) donne 5,5 % de matière organique.

contrasté (battement nécessaire de la nappe), sans doute de type montagnard méditerranéen [1]. En dehors du fer, l'horizon comprend 11,6 % de SiO^2 dont 9,1 % combinés dans les silicates, 4,5 % d'Al^2O^3, 2,1 % de CaO, 1,35 % de NaO^2, avec des éléments rares tels que MnO (1,1 %) ou TiO^2 (2,5 %), qui indiquent des apports basaltiques. La perte au feu importante (13 %) représente sans doute les matières organiques (humus).

Cet horizon est sans rapport avec le sol noir limoneux qui le recouvre en 7. Ce sol renferme en effet :

— 6,6 % de fer seulement ;
— 62 % de SiO^2 avec 23,2 % de silice combinée et 38,8 % de quartz ce qui est normal dans une cuvette granitique ;
— 14,8 % d'Al^2O^3, donnant un rapport silice combinée sur alumine assez élevé (égal à 3) ;
— Enfin CaO (1,72) et MgO (1,46) sont encore présents, tandis que K^2O (0,87) et Na^2O (0,54) sont peu représentés. La très faible teneur en TiO^2 (0,4 %) montre l'absence d'apports basaltiques ;
— Enfin 9,1 % de perte au feu représente en particulier la perte d'eau de la fraction argileuse.

Ce sol, dont la composition chimique est encore proche de celle d'un granite, avec un lessivage incomplet des cations, rappelle le type d'altération en sols bruns sur les basaltes de ce même Pluvial, mais l'originalité de cette altération ici tient dans cette nette migration du fer, s'individualisant en horizon d'accumulation allogène et hydromorphe.

c) En 1 et en 4, le sol noir est recouvert par 50 cm a 1 mètre de limons bruns mêlés de sables et de graviers qui indiquent des apports par un ruissellement encore diffus, venant recouvrir le sol en place (époque néolithique). Les sols des versants commencent alors à se dégrader tandis que leurs débris s'accumulent dans le fond de la cuvette. Puis le creusement reprend et on observe ces limons bruns alluviaux emboîtés en contrebas de la terrasse graveleuse (en 6), des sols noirs (en 8) ou des pédiments de la bordure Sud [2]. Ce ravinement progresse sur les versants et les limons bruns, en 1 ou 4, qui sont eux-mêmes recouverts par un épandage de blocs anguleux très frais de granite à biotite (qui affleure à l'Est), de 20 à 70 cm de diamètre. Ces blocs indiquent la remise en mouvement des éboulis sur les pentes dépourvues de protection et l'affouillement par le ravinement des 1 ou 2 mètres de granite altéré jaunâtre de la base des sols noirs. Aujourd'hui, ce dépouillement des pentes est presque achevé et un équilibre tout différent s'établit sous la forme de grands éboulis ou de longs versants lisses, nettoyés de tout revêtement d'éléments plus petits. Parallèlement, l'O. Tedrouri a vu sa charge passer des limons bruns à des gravillons qui forment l'essentiel de l'alluvionnement actuel. Ces gravillons, provenant du granite altéré lors du Pluvial, s'acheminent lentement vers l'aval, mais ne s'altèrent plus, faute de nappe aquifère. En effet, les puits du BRGM n'ont pas rencontré d'eau dans les 15 mètres d'alluvions traversés et on peut penser que l'eau infiltrée est vite rappelée vers la surface par l'évaporation après les faibles écoulements actuels.

3) *CONCLUSION : LE QUATERNAIRE POSTÉRIEUR A L'APPAREIL « ACIDE » PEUT SE DIVISER EN QUATRE PÉRIODES :*

— Une période humide de lacs d'eaux tièdes qui n'est pas liée seulement à l'endoréisme puisqu'on la retrouve à l'extérieur de la cuvette (O. Torak).

— Un épisode semi-aride qui n'est pas dû seulement à la disparition du lac par réouverture de la gorge en aval. En effet, après une courte période d'incision liée à la reprise du creusement, les ravins sont remplis par la terrasse graveleuse qui implique un déshabillage des versants très voisin de l'actuel et une évaporation intense supprimant toute nappe d'eau dans les alluvions grossières.

— Le Pluvial « atérien » amène un nouveau couvert végétal, responsable de la formation des sols noirs. Par suite de l'augmentation des précipitations et de la diminution de l'évaporation, l'exutoire du bassin se révèle insuffisant et des marais d'engorgement temporaire permettent l'accumulation du fer.

1. Sous réserve que le fer, dans cette dépression volcanotectonique, ne provienne pas d'une origine thermale. L'apport de fer semble cependant lié à l'importance des versants, donc du lessivage oblique, puisqu'au Sud où le versant est court, l'individualisation du fer est très faible.

2. Sur ces pédiments, au SO, on observe un encroûtement carbonaté renfermant une arène de gros quartz et des limons gris pulvérulents. Ce dépôt calcaire rappelle tout à fait les dépôts marécageux de travertins « néolithiques » en zone basaltique, mais sa présence surprend dans cet environnement granitique. Doit-on faire appel à des sources carbonatées ? ou à des apports de poussières éoliennes ?

— Après une période intermédiaire de lente accumulation des limons au bas des pentes, puis en terrasses d'inondation (Néolithique), on observe le passage à l'aridité actuelle sans doute plus accentuée encore que la sécheresse de la période de la terrasse graveleuse.

Cette succession climatique a entraîné par deux fois, lors des phases humides, la préparation de matériel altéré sur les versants (sol rouge du lac d'eaux tièdes, sol noir lors du Pluvial atérien), puis l'ablation de ce matériel lors des phases sèches. Mais le bilan total de cette évolution morphologique reste faible car les versants ont perdu tout au plus quelque 3 ou 4 mètres de roche altérée dans les endroits les plus favorables. Partout au Nord (en 9) ou à l'Est (en 3, 4 et 5) les argiles lacustres grises prouvent que la cuvette avait déjà ses dimensions actuelles au début de cette période. Les pédiments ont peut-être pu encore se développer un peu au NNE (en 1) et au Sud (là où les granites sont extrêmement diaclasés) lors de la phase sèche de la terrasse graveleuse.

Il faut enfin remarquer l'intérêt particulier de cette succession pour l'interprétation climatique du Quaternaire saharien puisqu'**à un lac « tropical » aurait succédé une période sèche, puis une période méditerranéenne et à nouveau une période sèche. On a l'impression qu'à Tedrouri, ont défilé les différentes bandes climatiques selon le schéma classique du « balancement climatique ».**

Ces témoignages de climat chaud, absents à Tin Tebarert, semblent se multiplier vers les bordures et dans les plaines du Hoggar. Ils ont d'ailleurs été à l'origine des premières hypothèses sur l'existence de Pluviaux essentiellement tropicaux durant le Quaternaire saharien. Un essai de corrélation s'impose donc entre les résultats acquis dans la Koudia et ceux qui ont été obtenus antérieurement dans les plaines périphériques.

CHAPITRE III

L'ÉVOLUTION QUATERNAIRE SUR LES BORDURES : ESSAI DE CORRÉLATION ENTRE LA MORPHOLOGIE DE L'ATAKOR ET CELLE DES PLAINES PÉRIPHÉRIQUES

Les bordures de l'Atakor ne sont pas dépourvues de témoignages sur les phases successives de l'évolution quaternaire. Ce sont d'ailleurs des sites de plaine, plus éloignés de l'Atakor (Tihodaïne, In Guezzam) qui ont fourni les premières indications sur le Quaternaire du Hoggar. Mais ces dépôts isolés sont très difficiles à mettre en relation avec une forme morphologique déterminée et à replacer dans une chronologie relative à cause de l'absence de coupures nettes dans cette évolution quaternaire. En effet, P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch (1955, p. 69) ont montré cette « stabilité remarquable des plaines » du Hoggar au cours du Quaternaire : les versants n'ont pas sensiblement reculé et sont seulement devenus plus raides, les glacis convergent très rapidement vers l'aval et l'enfoncement a été pratiquement nul dans ces vastes dépressions plus ou moins mal drainées. Pourtant si l'on étudie ces vestiges de versants ou de sédimentation à la lumière des résultats obtenus dans l'Atakor, une succession de phases climatiques peut être mise en évidence et semble avoir une portée assez générale.

I. — OBSERVATIONS ET HYPOTHÈSES SUR LA PÉRIODE VILLAFRANCHIENNE.

A. — LES RÉGIONS « BASSES » FOURNISSENT DEUX SORTES DE TÉMOIGNAGES SE RAPPORTANT A CETTE PÉRIODE

1) *LES GLACIS ET PÉDIMENTS LES PLUS ANCIENS A LA BASE DES VERSANTS (« GLACIS PRIMITIFS »)*

Ces vieux glacis, couverts de gros éléments très peu altérables (quartz, quartzites, plus exceptionnellement phonolite) et très patinés ne s'observent plus que là où ce pavage a été assez résistant pour s'opposer à la destruction par les glacis de « substitution ». Aux exemples cités ci-dessus dans l'O. Takacherouet, la plaine d'Izernène et à l'Erha, on peut ajouter les glacis qui s'appuient à la grande crête quartzeuse au NO de Tahifet : on retrouve là l'exacte réplique des glacis emboîtés du Takacherouet qu'il serait fastidieux d'énumérer à nouveau (fig. 136). Tous ces sites se trouvent au pied de crêtes de quartz ou de quartzites et ceci est une règle générale dans le Hoggar : ces vieux glacis ne sont conservés qu'au pied des grandes crêtes quartzitiques de l'Alïoum (Azrou n'Fad), de l'Egéré ou bien au Tazat et dans l'Adrar Ahnet.

De tels glacis prennent une ampleur remarquable **dans les Tassilis** où les superpositions de grès et d'argiles renforcent les conditions favorables. Dès 1956, P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch ont signalé les restes d'un TRÈS VIEUX GLACIS AU PIED DU VERSANT OCCIDENTAL DE L'AD. IDJÉRANE, couvert de fragments essentiellement quartzeux et fortement patinés dépassant 20 cm de diamètre (p. 56). Comme dans le Hoggar, la couverture de ce glacis est colorée en rouge par des oxydes de fer, si abondants surtout à la base des blocs, qu'ils forment, ici, une véritable dalle ferrugineuse. Les conditions sont en effet particulièrement favorables au développement de glacis puisque des barres de quartzites de l'Ordovicien et du Dévonien inférieur (parfois redressés jusqu'à la verticale) dominent des argiles du Dévonien supérieur. D'autre part, ces argiles schisteuses du Dévonien supérieur sont riches en nodules

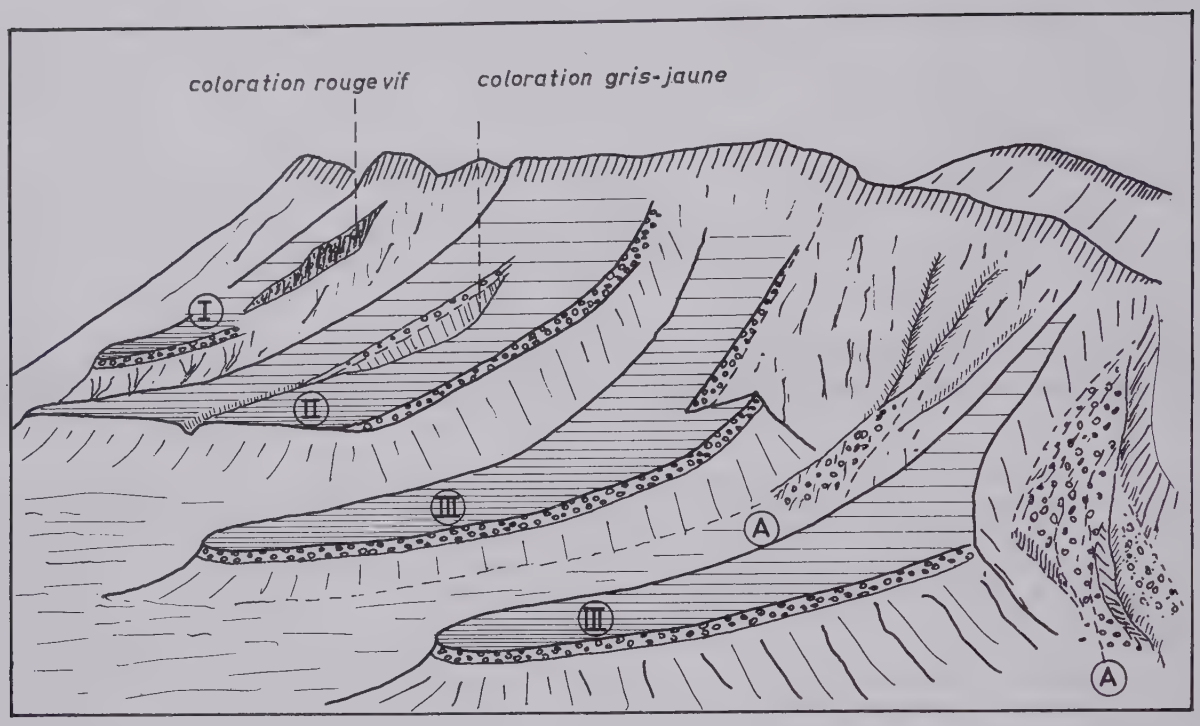


Fig. 136 — Les glacis étagés au pied de la crête quartzeuse au Nord-Ouest de Tahifet : 1 - Glacis perché à 20-22 mètres et taillé dans des migmatites très altérées et colorées en rouge vif sur 5 à 6 mètres, puis recouvert d'une épaisse couverture de blocs de quartz très patinée en surface ; II - Glacis moyen taillé dans des migmatites décomposées, mais à peine décolorées (gris jaune) et recouvert d'une nette couverture de blocs de quartz très patinés ; III - Glacis plus récent, à profil plus concave, couvert d'une pellicule de blocs de 50 cm de diamètre ; les migmatites, à la base, sont désagrégées sur 1-2 mètres ; A : dans les entailles subactuelles, le ravinement étale des blocs de très petite taille provenant des éboulis du bassin de réception.

de fer qui expliquent l'importance de la dalle ferrugineuse. Dans ces conditions très favorables, mais là seulement, le glacis se rapproche de formes décrites sur les flancs du Mt Nimba et P. Birot, R. Capot-Rey et J. Dresch pensent qu'un tel glacis s'est formé « sous un climat de type savanien » (p. 56) [1]. A. Bonnet (1961) reprenant l'étude de ce glacis primitif et de la terrasse correspondante, a montré que la couverture alluviale comprend à la base un niveau ferrugineux bréchique épais de 0,5 à 1 mètre, puis 1 à 2 mètres de sables grossiers ferrugineux, à stratification entrecroisée et enfin un épandage de très gros galets de quartzite, épais de 1 à 2 mètres et cimenté par du fer. Or, dans ce dernier niveau, A. Bonnet a découvert plusieurs « pebble tools » en place dans l'épaisseur même de la couverture de blocs. Cet épandage serait donc un épisode daté du Quaternaire ancien et la formation du glacis, légèrement antérieure, doit se classer également dans le Villafranchien.

Or, **dans l'Atakor,** nous avons retrouvé un témoin de vieux pédiment primitif, avec une couverture de sables ferrugineux rouges au Tahag. Ce pédiment recoupe à l'aval l'accumulation calcaire et les argiles grises qui contiennent la faune plio-villafranchienne et il est recouvert par la première haute terrasse de gros blocs de phonolite (fig. 132) ; il est donc aussi parfaitement situé dans la chronologie relative établie pour le massif. **Il peut fort bien correspondre à une période tropicale à saison sèche accentuée,** responsable sans doute de l'appauvrissement de la flore pontique à Pterocarya, constaté entre l'épisode lacustre du Tahag et celui de l'Ilamane. Or, il faut noter que dans la coupe du Tahag, ce pédiment succède à une phase lacustre qui se terminait par une accumulation calcaire, finement feuilletée au Tahag et massive dans l'O. Temorte. Comme ces deux gisements sont contemporains de la formation des dépressions « volcano-tectoniques », nous n'avons, par prudence, pas attaché d'importance particulière à cette sédimentation calcaire. Or, on retrouve aussi, tout à la base de la coupe de Tamenokalt,

1. Le climat responsable d'un tel encroûtement devait comporter en effet des averses suffisamment fréquentes pour entretenir le couvert végétal responsable de la mobilisation massive des oxydes de fer et assez violentes pour qu'un ruissellement diffus transporte ces oxydes, en imbibe le sol et disparaisse par évaporation ou infiltration. Cette nécessité d'un couvert végétal relativement fourni invite à penser que la cimentation est postérieure au déplacement des blocs de quartzites.

une épaisse dalle calcaire, associée à des Diatomées fossiles et archaïques *(Cyclotella Pantanelliani)*, en dehors de ce type de gisement. D'autres dalles calcaires semblables existent dans les plaines du Hoggar.

2) *DES DALLES CALCAIRES DE SÉDIMENTATION LACUSTRE*

En effet, CETTE SÉDIMENTATION CALCAIRE SEMBLE AVOIR ÉTÉ UN ÉPISODE INDÉPENDANT DU VOLCANISME puisqu'on retrouve cette dalle, formant une « petite hamada » (M. LELUBRE) autour de la saline de Tissemt, mais elle se continue assez loin dans le NO de l'Amadror où, affleurante, elle écorche les pneus des voitures. Une dalle très semblable affleure au SE de l'Amadror et constitue par exemple tout le replat sur lequel est bâti le bordj de Serouenout et j'ai pu constater qu'il s'agissait d'un faciès extrêmement voisin de celui de Tissemt et dans un cadre qui permet d'exclure toute influence de source volcanique carbonatée.

A TISSEMT, CETTE DALLE DE CALCAIRE BLANC OU BLEUTÉ A UNE ÉPAISSEUR DE 1 A 1,5 MÈTRES et une parfaite horizontalité. Le calcaire est très finement stratifié à la base de la dalle, mais vers le haut, par suite d'une très longue exposition à l'air, la dalle a été creusée de très nombreuses vacuoles, avec des recristallisations, qui lui donnent une plus grande dureté mais en détruisant les structures antérieures. Les zones affleurantes ont par ailleurs acquis un poli éolien extrêmement net. Cette dalle est en effet, certainement ancienne puisqu'elle a été non seulement trouée par la formation de la caldeira [1] mais qu'elle passe aussi sous les tufs volcaniques et pourrait avoir un « âge tertiaire récent ou quaternaire» (P. BORDET, 1955). Partout où les contacts sont visibles, le calcaire se trouve sous les coulées basaltiques de l'Egéré et, à l'Ouest de Tissemt II, des fragments de calcaire sont emballés dans une coulée de lave (C. ROYER et J. ZUNDEL, 1956-1957). **Par cette antériorité au volcanisme de l'Egéré, par son épaisseur et son degré d'évolution et enfin par sa grande extension, cette dalle paraît bien dater au moins du Villafranchien et correspondre à cet épisode de lac à sédimentation calcaire mis en évidence dans l'Atakor au Tahag, à Temorte et à Tamenokalt.**

On soupçonne d'ailleurs UNE EXTENSION PLUS GRANDE ENCORE DE CETTE SÉDIMENTATION d'après des observations dans plusieurs autres secteurs du Sahara central :

— P. GIRAUD m'a amicalement signalé l'existence d'une dalle calcaire épaisse de 6 à 7 mètres et perchée à une trentaine de mètres au-dessus des thalwegs dans le massif de charnockite d'In Ouzzal (Tanezrouft).

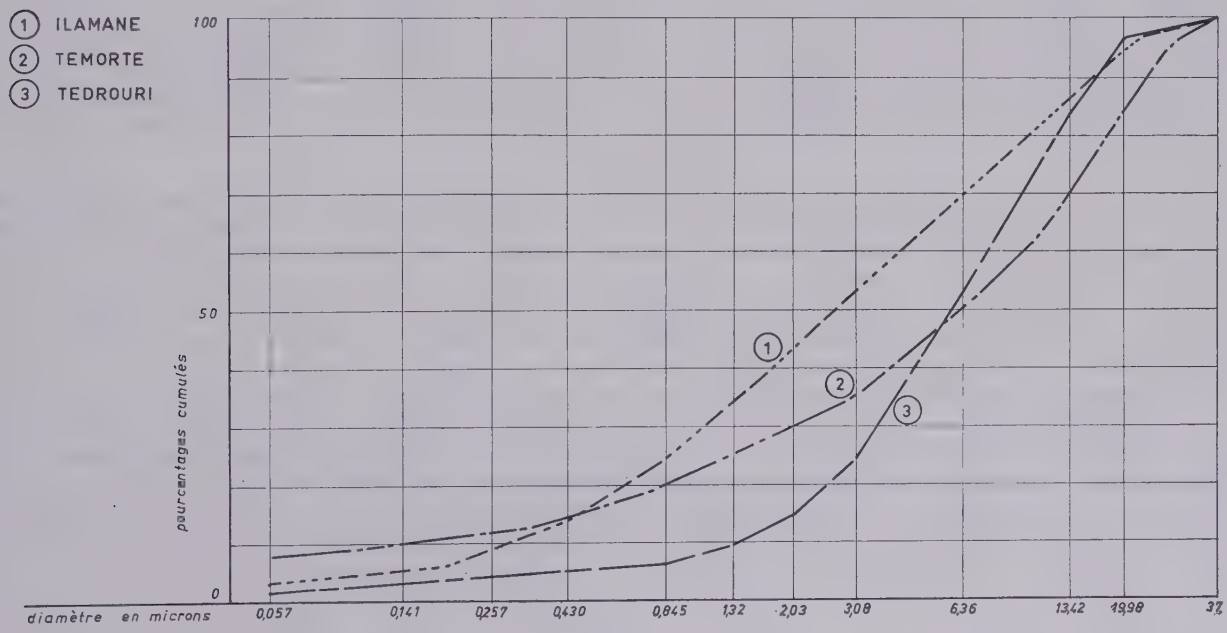


Fig. 137. — Granulométries comparées des argiles lacustres « villafranchiennes » : Ilamane, Temorte et Tedrouri.

1. Les débris de l'explosion reposent sur la dalle calcaire.

— L. Lessard (1962) a signalé d'importants dépôts d'argiles, de diatomites et de boue calcaire « d'âge quaternaire ancien probable » (p. 92) au pied des Tassilis méridionaux. Ces sédiments contiennent des Lamellibranches, des Gastéropodes, des Roseaux silicifiés, des restes de grands Poissons et de coquilles d'Unios, non encore déterminés.

— J. Follot (1952, p. 51-52) indique aussi l'existence dans l'Ahnet de dépôts de calcaires d'eau douce et lumachelles à *Cardium edule*, épais d'une vingtaine de mètres et montant sur les versants jusqu'à une altitude relative d'environ 50 mètres. Ces dépôts ont une grande extension et montrent que l'Ahnet était alors « partiellement immergé sous une réseau de lacs ».

B. — ESSAIS D'INTERPRÉTATION

On peut se demander si ces diverses observations ne seraient pas la preuve d'une extension jusqu'au Sahara central des formations hamadiennes du Pliocène ou du Villafranchien inférieur si étendues dans le Sahara septentrional (« petite hamada » de J. Dresch, 1953 ou cycle aïdien de J. Chavaillon, 1964). Cette « torba » calcaire a en effet envahi les zones basses d'un massif pourtant cristallin comme les Eglab et la présence de carbonates dans les « basaltes anciens » a pu permettre l'extension de ces lacs à sédimentation calcaire jusqu'au Hoggar et dans les petits bassins tectoniques de l'Atakor, malgré des conditions climatiques peut être moins favorables. Or, au Tahag ou dans l'O. Temorte, cette accumulation calcaire paraît succéder, sans discontinuité, à la sédimentation d'argiles grises riches en fer et renfermant à la fois une faune d'eaux tièdes (Tilapia, Crocodile, Proboscidien, et surtout Rhinocéros à fortes affinités tertiaires) et des pollens d'une flore pontique. S'il était possible de lever l'hypothèque d'éventuelles sources ferrugineuses hydrothermales liées aux dépressions volcano-tectoniques, on pourrait envisager à cette période **une lente modification climatique, amenant le passage de l'Atakor de la zone d'influence tropicale sèche (mio-pliocène) à celle d'un climat plus frais.** L'extension presque généralisée de nappes lacustres à cette époque de la fin du Pliocène-Villafranchien inférieur expliquerait la présence de la flore pontique jusqu'au centre du Hoggar avec un cortège d'arbres si variés sur les bords du lac du Tahag. L'existence de ce manteau végétal correspond bien à la sédimentation essentiellement argileuse ou chimique qui caractérise cette époque et l'oppose aux phases de ruissellement et de déséquilibre morphologique de la période des « sables rouges » antérieure. Ce lent changement climatique explique peut-être que ces « sables rouges », mis en parallèle avec le « mio-pliocène » du Sahara méridional ne soient pas, comme lui, terminé par une cuirasse ferro-siliceuse de la fin du Néogène, mais plutôt par une dalle calcaire qui rappelle celle qui met fin à l'accumulation des grès et argiles rouges néogènes du Sahara septentrional. Cette position charnière du Hoggar à la fin du Pliocène a dû permettre l'existence d'un climat mixte, très difficile à reconstituer. Ce climat correspond sur les bordures de l'Atakor à la dernière phase d'altération importante.

C'est probablement aux dépens de cette zone d'altération qu'ont pu se développer les glacis les plus anciens de Takacherouet, de Tahifet, de l'Erha ou également du Dj. Idjérane, lors d'une première phase de retour à des conditions semi-arides. Tous ces glacis recoupent en effet une tranche de roche altérée sur une dizaine de mètres : à l'Erha, par exemple, le glacis ancien recoupe des gneiss redressés à 70°., totalement désagrégés et décolorés sur 8 à 10 mètres, avec conservation de poches d'argile rouge profondes de 1 à 1,5 mètre. Sur les bordures de l'Atakor, les glacis se couvrent d'une pellicule de blocs protecteurs au pied des crêtes quartzeuses et le transport de blocs de 50 à 80 cm de diamètre jusqu'à plus de 100-150 mètres des versants, implique des ruissellements (sur des glacis de versant), d'une violence difficilement imaginable. Si des averses d'une pareille intensité ont réellement existé (?), on hésite à parler de période sèche, mais plutôt de **passage d'un régime de pluies persistantes et fines à l'époque des lacs, à un régime de précipitations orageuses, sous un climat sans doute plus chaud.** En effet, les conditions thermiques à la fin de cette période de ruissellement intense, sont caractérisées par la forte migration de fer sur le glacis du Dj. Idjérane, daté par de la « pebble culture »[1]. Cela implique un climat tropical à saison sèche mais dans une région basse et chaude, sur des pentes topographiques faibles et sur des argiles à nodules de fer, ce qui constitue des conditions très particulières. Sur les bordures de l'Atakor, on observe seulement une rubéfaction du

1. Dans l'Adrar mauritanien, P. Biberson (1964) signale également des outils pré-acheuléens (Pebble culture) à gangue ferrugineuse provenant probablement d'une croûte à pisolithes ferrugineux.

versant sur un ou deux mètres, parallèlement au profil du glacis. L'argile rouge responsable de cette coloration est parfois riche en kaolinite (Erha, Takacherouet) alors que les accumulations lacustres antérieures du Tahag et de l'O. Temorte étaient des montmorillonites presque pures. Cette différence peut s'expliquer, très simplement, par un meilleur drainage sur les glacis que dans les lacs antérieurs, mais elle indique tout de même une certaine intensité de l'altération pédologique, sans doute à la fin de la période de formation des glacis [1].

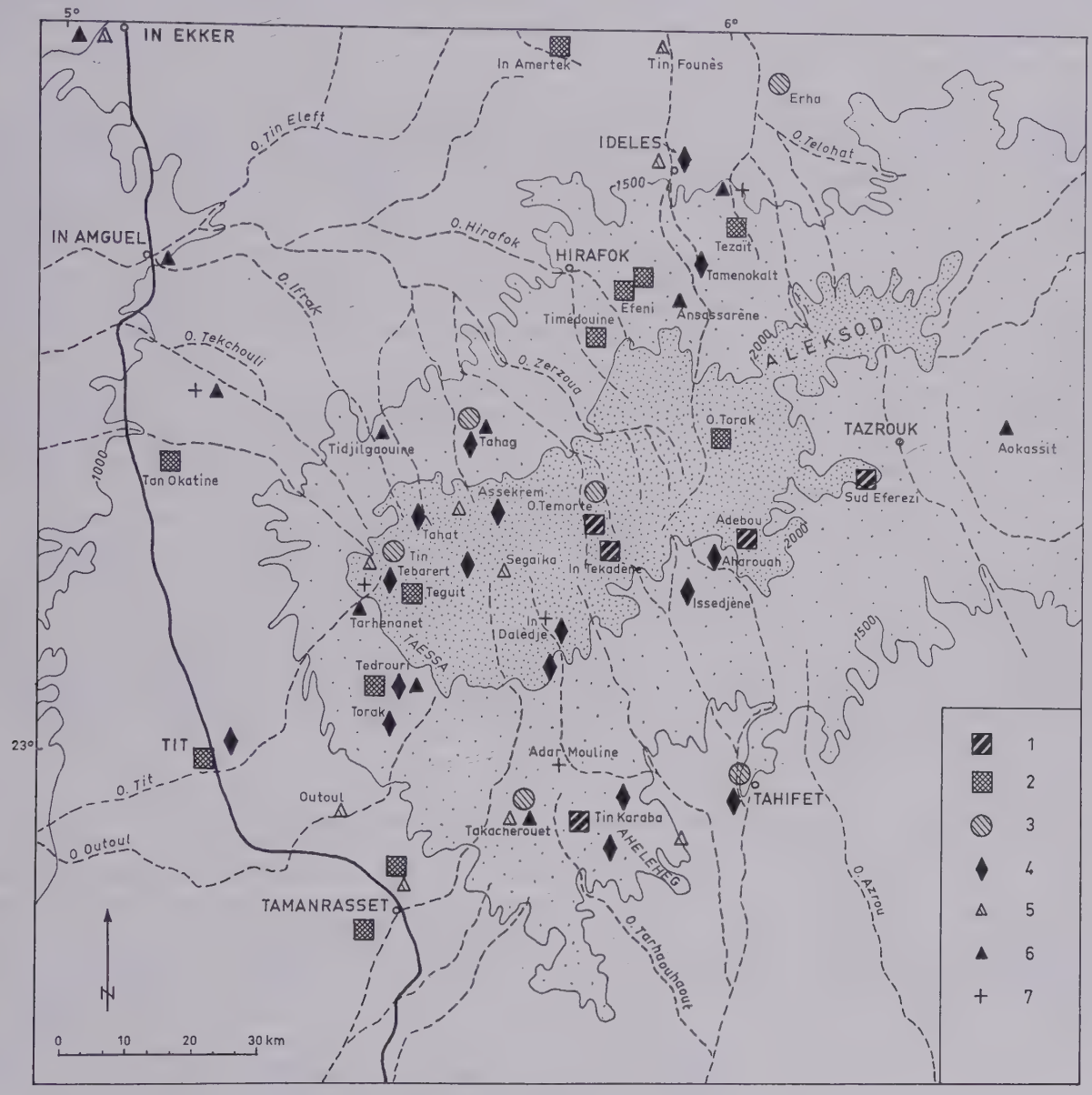


Fig. 138. — Localisation des principaux gisements paléogéographiques postérieurs au début du volcanisme découverts dans l'Atakor : 1 - lits de galets intrabasaltiques ; 2 - « sables rouges » sous les coulées de pente ; 3 - épisode lacustre villafranchien et les plus anciens glacis quaternaires (Villafranchien) ; 4 - gisements compris entre les lacs villafranchiens et la terrasse « moyenne » (fin du Paléolithique inférieur) ; 5 - coupes de la terrasse « moyenne » analysées dans le texte ; 6 - témoignages du Pluvial « moustéro-atérien » ; 7 - vestiges de la période « humide » néolithique.

1. Cette altération est probablement responsable de la disparition des galets non quartzeux. Ce « tri chimique » est particulièrement net sur les vieux pédiments perchés, au Nord et au Sud du Taourirt de l'Aheleheg (p. 295). Ceux-ci datent certainement de cette époque, qui marque le début de la deuxième phase de développement des inselbergs (dégagement des bordures de l'Aheleheg et de l'In Tounine).

Cependant cette rubéfaction est bien peu de chose et cette période de développement des glacis est surtout responsable de la disparition des dépôts et des sols antérieurs partout où ils n'étaient pas protégés. Un lambeau de pédiment à arène rubéfiée est encore observable au Tahag à 1 800 mètres mais le développement de ces formes de ruissellements semble avoir épargné la partie centrale de l'Atakor. A l'Ilamane en effet, la sédimentation lacustre (argiles montmorillonitiques finement litées, diatomites, plaquettes de calcaire) paraît se poursuivre jusqu'aux premières manifestations du Quaternaire. L'Atakor a dû, dès cette époque (et pour la première fois ?), servir de refuge à la flore pontique, qui déjà s'appauvrit avec augmentation de la proportion d'espèces mieux adaptées à une saison sèche.

Les lacs finissent pourtant par disparaitre, même dans la Koudia sous l'influence de deux nouveaux facteurs qui vont définitivement rompre l'équilibre antérieur :

1) *Progressivement, le climat se refroidit mais plus nettement qu'à l'époque des lacs à accumulation calcaire.* Cet abaissement de température semble avoir été très favorable à la végétation, comme en témoignent les vestiges de sols bruns très épais conservés localement (par ex. à l'Ilamane). La diminution de l'évaporation et aussi le caractère moins orageux des pluies qu'on constate chaque fois au cours du Quaternaire, accompagnent le refroidissement. Mais assez rapidement, l'apparition du gel entraîne une forte dégradation des corniches ou des parois de roche volcanique, tandis que la fonte d'un manteau neigeux appréciable provoque des mouvements de solifluction plus ou moins généralisés sur les hauts versants. Cette solifluction trouve sa matrice fine dans les sols bruns forestiers à montmorillonite désertés par la végétation forestière qui paraît chercher refuge dans les parties moyenne et basse de l'Atakor.

2) *Cette période paraît coïncider avec la phase de déformation la plus importante, liée aux éruptions de lave « acide ».* Les débris empruntés au pic de l'Ilamane tout proche viennent recouvrir le lac villafranchien sous forme d'énormes coulées de solifluction, sans doute peu de temps après l'apparition de l'aiguille de phonolite. Il n'est pas certain que la déformation tectonique se soit produite à l'époque de ce refroidissement : les dépressions « volcano-tectoniques » semblent prouver que le réveil du volcanisme a débuté dès l'époque du lac du Tahag. Mais le refroidissement climatique en favorisant des débits plus soutenus et surtout des crues de fonte des neiges, va permettre un important creusement vertical en réponse au soulèvement tectonique, le raccordement des dépressions volcano-tectoniques au réseau général et l'apparition du réseau hydrographique qui ne subira plus que des retouches mineures par des captures ou des obstructions volcaniques.

Le début de ce creusement linéaire créant un véritable réseau de vallées et le façonnement rapide des versants de la Koudia marquent une première coupure très nette dans l'évolution morphologique de l'Atakor. Cette période qui incorpore sans doute le Villafranchien supérieur et le Paléolithique inférieur est la phase la plus « active » de la morphologie du massif et pourtant la plus difficile à débrouiller...

II. — LE VILLAFRANCHIEN SUPÉRIEUR ET LE PALÉOLITHIQUE INFÉRIEUR.

Durant la période qui va de la fin du lac de l'Ilamane (Villafranchien) jusqu'à la terrasse graveleuse moyenne (datée, nous le verrons, de la fin du Paléolithique inférieur), on assiste au façonnement de deux séries de glacis dans les vieux basaltes altérés et deux séries de versants de solifluction autour des grands plateaux phonolitiques. Au contraire, sur les bordures, cette longue période n'est marquée que par l'apparition du glacis moyen et sur les grands oueds d'une seule grande terrasse de gros blocs. Il se pose donc un problème de corrélation important entre l'Atakor et ses bordures à cette époque :

A. — UNE ÉVOLUTION COMPLEXE EN MONTAGNE

1) *LES VERSANTS DES GRANDS APPAREILS PHONOLITIQUES*

Sur la plupart des versants, on observe une morphologie indéniablement liée à un climat à la fois plus frais et plus humide que l'actuel [1]. Mais il est généralement difficile de distinguer plusieurs phases

1. En effet, si le gel actuel, en pleine « période interglaciaire », est presque suffisant pour expliquer la gélifraction (pour la période 1955-61 : 13,2 jours de gel au sol en novembre, 22,2 en décembre, 25,2 en janvier, 22,3 en février, 20,3 en mars et encore 8,4 en avril à l'Assekrem d'après D. Yacono), celle-ci impliquerait des précipitations plus élevées qu'actuellement (100-150 mm) et surtout mieux réparties sur l'hiver. Par contre, l'existence d'un manteau neigeux important exige des températures nettement plus basses puisque actuellement la courbe des températures moyennes estivales à l'Assekrem est très voisine de celle de Paris-Saint-Maur (J. Dubief 1959, p. 286).

d'évolution successives car chaque période favorable a permis la réapparition des mêmes agents d'érosion, presque sans entaille d'érosion intermédiaire. On peut cependant retenir trois cas où les phases successives apparaissent :

— A l'Ilamane, où l'on distingue une phase ancienne de solifluction généralisée sur le *cône de l'Arhil*, puis, nettement emboîtée, la phase d'empâtement de l'*O. Abrare* et de glissement d'un glacier rocheux. Puis après l'entaille remplie par la terrasse « moyenne », la phase nettement individualisée de l'*O. Tin Tebarert*, limitée à des niches de névés et quelques coulées de blocs. Pourtant, une incertitude demeure car les entailles qui ont permis l'emboîtement des formes pourraient être d'origine tectonique, mais cette objection est levée dans les deux autres cas, où il s'agit d'accumulations indépendantes du creusement des oueds.

— Dans l'O. Ellèle, on observe trois stades successifs de construction de replats d'accumulation par des névés. Leur position sur un versant orienté à l'Est confirme le rôle essentiel de la suralimentation, donc de la neige. On remarque une forme basse assez dégradée, puis (après un léger stade intermédiaire ?), un replat extrêmement développé et assez frais, et enfin la niche de névé avec coulée de blocailles, liée à la phase froide récente. On a l'impression que la phase d'évolution principale serait l'avant-dernière.

— Sur le flanc Nord du Tahat, la langue de glace qui a construit l'étonnant bourrelet morainique paraît aussi liée à l'avant dernière phase froide, puisque cette dernière s'est traduite par la destruction du vallum (*Cf.* p. 254) et sans doute la construction de la langue de glacier rocheux en aval. Mais, il ne reste pas de trace nette de la phase la plus ancienne. Cette constatation de deux phases froides seulement d'intensité décroissante est fréquente autour des pitons et protrusions « acides » (Téhé tin Taratimte, Tiregounine, etc., fig. 78) ou même sur les versants de gros blocs basaltiques (Afilale, haut O. Issedjène), mais il est difficile de dire si cela signifie qu'il n'y a pas eu de phase froide antérieure ou plutôt que la phase froide intermédiaire plus intense, a supprimé les traces de la précédente, sauf dans quelques cas exceptionnels (Ilamane, O. Ellèle).

2) *LES GLACIS D'ÉROSION SUR LES BASALTES ALTÉRÉS*

Les glacis, qui sont des formes d'érosion, ne sont pas contemporains des phases de solifluction intense qui mettent précisément fin à leur évolution en les recouvrant d'une couverture solifluée. Les blocs contenus dans ces coulées constituent en effet le « pavage » qui protège ensuite le glacis, en l'absence de tout encroûtement ferrugineux ou calcaire. L'étude des glacis (*Cf.* p. 210) a montré qu'ils se développaient lorsque les versants étaient stabilisés et en fonction du creusement linéaire qui peut alors reprendre dans les hautes vallées. Le tableau de la figure nº 67 montre précisément que le plus ancien glacis en montagne s'est développé en fonction d'un premier creusement qui se place entre les deux périodes froides antérieures à la terrasse « moyenne », et ce glacis a été recouvert par une épaisse couverture de solifluction, contenant de gros blocs, liée à la seconde de ces périodes froides (glacis perché à + 20 m par ex. au confluent des O. Tebazaït et In Daledje). Cette intense solifluction a même ennoyé des pédiments (O. Tesselsel, haut O. Indegane), permettant l'étagement de pédiments, ce qui est extrêmement rare. Le second glacis (« moyen ») visible dans l'Atakor s'est développé en fonction de l'entaille où s'est logée la terrasse « moyenne » et n'a été « fossilisé » que lors du Pluvial frais le plus récent.

Pour compléter cet inventaire des formes de relief développées au Villafranchien supérieur et au Paléolithique inférieur dans l'Atakor, il faut ajouter :

— *La construction de deux terrasses d'énormes galets volcaniques*, bien conservées dans la dépression du Tahag où la plus ancienne vient recouvrir directement le pédiment à altération rouge (Gl 1) et l'autre recouvre le glacis « ancien » (Gl 2) et a été recouverte par la terrasse « moyenne ». On peut donc affirmer que ces terrasses sont contemporaines des deux périodes froides, ce qui s'explique très logiquement puisque l'intense solifluction amenait une surcharge des cours d'eau et la fonte des neiges fournissait un débit suffisant pour assurer un certain transport.

— *La désagrégation rapide des granites de la Koudia sous l'effet du gel*, aboutissant à des profils de versants concaves dont il reste quelques exemples (Ilamane) et surtout à la production de grèzes fragiles, qui ont disparu, pratiquement partout (excepté les témoignages dans les coupes de l'Arhil). Ces grèzes paraissent avoir eu un certain rôle dans l'alimentation de la « terrasse moyenne » graveleuse.

— Enfin entre les phases de creusement rapide avec formation de glacis et les phases de solifluction, se placent *des périodes d'altération en sol brun* où la végétation arbustive reprenait sa place jusque sur les sommets. Des témoignages de ces sols existent avant la première phase froide (Ilamane) et avant la seconde (haut O. Indégane par ex.). Ces périodes d'évolution pédologique qui passent presqu'inaperçues

ont certainement été beaucoup plus longues que les « crises » froides responsables de la solifluction ou sèches responsables de l'évolution des glacis. Ces sols bruns marquent l'arrêt de la dégradation des versants par les glacis et précèdent la solifluction à laquelle ils fournissaient la matrice fine.

Cette évolution complexe dans l'Atakor fait un brutal contraste avec la faible évolution des plaines durant toute cette période.

B. — L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE TRÈS FAIBLE SUR LES BORDURES DE L'ATAKOR

1) *LES GLACIS*

Tandis qu'en montagne, on dénombre deux glacis d'érosion (« ancien » et « moyen ») durant cette longue période, sur les bordures, on n'en rencontre uniformément qu'un seul, emboîté dans le vieux glacis villafranchien et dominant le glacis récent qui est postérieur à la terrasse graveleuse :

— A L'INTÉRIEUR DU SYNCLINAL PERCHÉ DE L'ERHA, le glacis villafranchien a été taillé en grosses buttes isolées, semblables à de petites mesas noirâtres perchées à environ 25 mètres, et autour de ces buttes, un deuxième glacis s'étale très largement. Ce second glacis est recouvert par une nappe de blocs désordonnés, enrobés dans des limons rouges, qui sont très visiblement empruntés à la couverture du glacis supérieur [1]. La surface de ce deuxième glacis tranche brutalement les gneiss redressés qui ne sont plus du tout altérés à la base de la couverture de blocs. Vers l'aval, ce glacis a été recouvert localement par la terrasse « moyenne » graveleuse et la surface constituée par ce glacis et le sommet de cette terrasse forme l'essentiel du modelé du fond du synclinal. Le Pluvial frais récent s'est traduit par quelques poches d'altération limoneuse brune et la seule modification est l'entaille subactuelle de l'oued, sans développement de glacis plus récent. En effet, les conditions étaient ici extrêmement défavorables pour l'élaboration d'un troisième glacis, à cause de l'importance de la couverture de blocs du glacis « moyen » et de l'absence de roche altérée sous cette couverture.

— DANS L'ALVÉOLE DU TAKACHEROUET, un seul glacis vraiment net s'intercale entre le glacis primitif et la terrasse « moyenne ». Au pied du petit inselberg d'Hanana, la faible pellicule de blocs qui recouvre le pédiment contient des outils qui permettent de supposer que celui-ci s'est développé à l'Acheuléen ancien (ou très légèrement avant). Ce pédiment a été retaillé en légères facettes avant l'édification de la terrasse moyenne.

Cette observation, malheureusement insuffisante, tendrait à montrer que ce glacis « moyen » de bordure se serait formé relativement tôt, sans doute durant la même phase « sèche » que le glacis « ancien » de l'Atakor et qu'il n'aurait pas eu le temps d'être remanié et attaqué avant le remblaiement de la terrasse « moyenne », probablement à cause d'une modification originale du « balancement » qui se produit à cette époque et modifie les conditions géomorphologiques sur les bordures de l'Atakor (*Cf.* p. 528). Malheureusement, on ne peut établir de loi car à partir du glacis moyen compris, l'évolution morphologique sur les bordures devient extrêmement capricieuse. On l'a vu ci-dessus avec l'exemple de l'Erha : la marge de roche altérée est plus ou moins épuisée en fonction de l'importance du creusement linéaire, l'évolution est plus ou moins bloquée suivant la nature de la pellicule de blocs du glacis moyen, etc.

2) *L'EXISTENCE DE TERRASSES SUR LES GRANDS OUEDS VENANT DE LA KOUDIA EST UN FAIT PLUS CONSTANT*

Le long de la plupart de ces oueds, on rencontre de petits lambeaux d'une haute terrasse, formée de gros galets surtout volcaniques au débouché de l'Atakor. Ces gros galets sont un fait nouveau dans l'alluvionnement des rivières et traduisent certainement l'intervention importante du gel en montagne. L'émoussé assez inhabituel de ces galets fait penser à un écoulement assez continu, confirmé par la rareté des éléments fins qui devaient être entraînés beaucoup plus loin [2]. J. BOURCART (1924, p. 86) avait déjà signalé, à plusieurs dizaines de kilomètres à l'Ouest de l'Atakor, « le grand reg de l'O. Tinerazraz, formé en partie de phonolite à aegyrine et de basalte provenant du Grand Hoggar. La plaine s'étend

1. On observe par endroits au bas des buttes du glacis villafranchien, des accumulations de limons rouges à petites stratifications inclinées qui montrent le transport des éléments fins du sol rouge supérieur vers la surface du glacis en contrebas.

2. On en retrouve la trace sous forme d'épandages limoneux bruns conservés sous le reg dans certaines dépressions vers Laouni ou le Tanezrouft. Ainsi entre 110 et 140 km au Sud de Tamanrasset sur la piste de Laouni (O. Zazir), on roule pendant plus de 25 km à la surface d'un plancher argileux de limons bruns très durs. Dans une entaille de l'oued on peut constater que ces limons présentent une stratification sub-horizontale, avec de petits lits sableux sur au moins 2 mètres d'épaisseur.

du reste jusqu'au pied de la Koudia : aucun obstacle ne gène la vue vers ces hauts sommets ». Plus loin encore, les terrasses de l'O. Tekouiat renferment des galets roulés de laves basaltiques spongieuses et « le sable de cet oued, examiné au microscope renferme de nombreux cristaux d'olivine » (p. 87). Or, on retrouve des jalons de ces terrasses :

— Sur l'O. In Amguel où elles sont largement développées en amont de ce centre, à cause de l'obstacle de la gorge. A l'amont de ce réseau, on observe aussi de beaux épandages de ces blocs anciens, antérieurs à la terrasse moyenne, sur les pédiments de l'Efeni. Ces blocs ont été charriés là par de petits oueds descendant du Tassa n'Djena Nord où devait régner une gélifraction très active à 2 000 mètres d'altitude environ.

— Au débouché des O. Tekchouli et Tin Tabarakat (au Nord de la mesa de Tan Okatine), on constate de vastes épandages de galets de 10 à 25 cm de diamètre, de basalte et de schistes cristallins assez bien émoussés. En coupe, dans les puits de reconnaissance de la SOGETEC, on constate que ces lits de gros galets se mêlent à des gravillons feldspathiques.

— Au NE de Tit, on retrouve un immense cône parfaitement conservé à 1,5-2 km au SSO de l'inselberg de Tin Teganet. Il s'agit d'un cône édifié par un ancien cours de l'O. Ilamane et conservé grâce à une double capture. L'une à une douzaine de kilomètres en amont, a détourné l'O. Ilamane le long de l'accident « Ouest Atakor » vers le Sud ; l'autre a capté la section restante en amont même du cône, au profit de l'O. Iheri vers le NNO (O. In Efgoret) et antérieurement à la formation de la terrasse « moyenne ». Ce grand cône, dont les génératrices mesurent près de 2 km, est donc resté intact, dépourvu

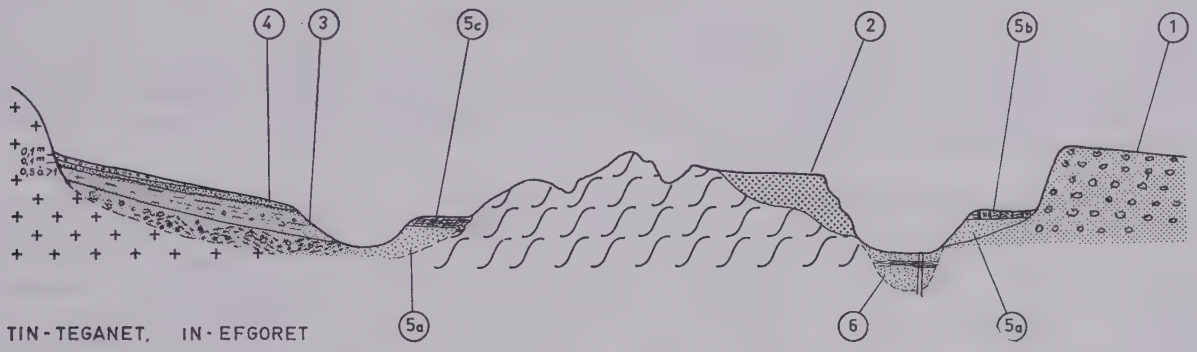


Fig. 139. — Le Quaternaire du Sud-Ouest de l'Atakor : Tin Teganet et In Efgoret. Tout à l'amont de l'Oued In Efgoret (à droite) on observe la série suivante : 1 - très grand cône d'épandage de galets assez bien émoussés apportés par un ancien Oued Ilamane ; 2 - la terrasse « moyenne » graveleuse ; 5a - terrasse limoneuse brune ; 5b - encroûtement carbonaté ; 6 - sables subactuels (visibles dans un puits sur 1-1,2 m). Sur la bordure de l'inselberg de Tin Teganet, on remarque un alluvionnement intermédiaire datant du dernier Pluvial : 3 - apport de limons gris et graviers dus au ruissellement ; 4 - colluvionnement de limons argileux noirs ; 5a - terrasse brune limoneuse récente ; 5c - encroûtement noir à carbonates et matière organique.

de tout écoulement postérieur. A la pointe amont du cône, dans l'entaille de l'O. In Efgoret, on observe des lits de galets fluviatiles successifs, de 10-20 cm de diamètre (principalement basalte et quartz, mais aussi granite), se superposant sur au moins 10 à 12 mètres. Entre les galets s'intercalent des sables volcaniques et feldspathiques et des limons bruns (fig. 139). Vers l'aval, ce cône s'est édifié autant par alluvionnement que par érosion dans des gneiss, suivant le processus classique des divagations d'un important cours d'eau surchargé à la sortie d'une gorge. Son édification a dû demander un temps relativement long.

— Enfin a 7 km du Tin Teganet, de grands épandages subsistent au débouché des O. Ilamane et Tarhenanet (NF 31-XVIII-XXIV 43). Sur une butte de ces vestiges de cône alluvial large de 500-600 mètres, j'ai trouvé, mais en surface, trois galets aménagés de même technique et de même type (analyses C. Roubet et L. Ramendo, lab. du CARAPE, Musée du Bardo, Alger) : un galet aménagé en quartzite, à tranchant vif et sinueux, un « pebble » à tranchant vif et sinueux et enfin un « pebble » semi-circulaire dont le tranchant occupe la plus grande longueur du galet. Tous les trois appartiennent au type 3 défini par H.-J. Hugot (1953). La fraîcheur de l'état de ces pièces fait penser à C. Roubet et L. Ramendo, que ces outils ont dû être en place et exhumés récemment, mais ce type de « pebble » existe depuis la civilisation du galet aménagé jusqu'au « Moustérien »...

Sur le flanc Sud, on peut encore citer la haute terrasse de l'O. Tarhoumout, dans la gorge enfoncée en contrebas du Takacherouet et situé à 15-18 mètres au-dessus du thalweg de l'oued. Il

s'agit également de gros galets fluviatiles (0,5 à 0,8 mètre), surtout volcaniques, avec des lentilles argileuses dont le minéral essentiel est la montmorillonite, avec un peu d'illite (rayons X, I.G., Paris). La plupart de ces terrasses de galets sont nettement antérieures à la terrasse « moyenne » et on peut penser qu'elles se sont formées pendant et à la fin du premier Pluvial froid, par érosion des coulées de solifluction à l'amont. Elles correspondraient donc à la haute terrasse du Tahag.

Or, au Tahag, la deuxième terrasse de galets est surmontée par la terrasse « moyenne » graveleuse. Souvent dans l'Atakor, les deux éléments, conglomératique à la base et graveleux au sommet forment une même terrasse, comme si la dégradation des versants de solifluction du second Pluvial froid avait été beaucoup moins poussée que celle des premiers versants. Cette meilleure conservation des versants du second Pluvial donne peut-être l'illusion d'un façonnement plus intense, ce qui oblige à nuancer les observations sur l'importance relative de ces deux premiers Pluviaux.

3) *DES TÉMOIGNAGES DE LACS LIÉS AU SECOND PLUVIAL FROID.* En effet, la terrasse graveleuse repose parfois non pas sur des galets plus grossiers, mais « en discordance » sur DES DÉPOTS NETTEMENT FINS EN RAPPORT AVEC CE SECOND PLUVIAL. On peut rappeler ici les sables noirs à argile de type montmorillonite (90 %) de *Tan Emerout* ou citer la présence d'argiles grises micacées sous la terrasse graveleuse au niveau des jardins de *Tarhenanet*, ou encore signaler l'existence de boues calcaires blanchâtres à la base de cette même terrasse à la sortie de l'*O. Timedouine* sur l'Efeni. Parfois également, au lieu de galets, on trouve à la base de la terrasse graveleuse des lentilles d'argile brune de type montmorillonite et illite dans le *Takacherouet* (60 et 30 %) l'O. *Rames Rames* affluent du Takacherouet (50 et 40 %) ou encore dans l'*O. Tessekinte* (60 et 30 %) à son débouché dans la plaine d'Amensalane au Sud d'Idelès. En dehors des grands oueds « allogènes », ce second Pluvial semble s'être traduit, sur les bordures de l'Atakor, par une phase de formation de sols bruns à montmorillonite et de sédimentation fine, et ceci est logique si l'on songe qu'à cette époque froide, la forêt chassée des sommets au-dessus de 2 000 mètres environ, devait être descendue sur les piedmonts. DEUX SONDAGES PAR PUITS PERMETTENT DE PRÉCISER CES IMPRESSIONS :

— **Le sondage du BRGM à Tedrouri,** dans une dépression volcano-tectonique. Là, on rencontre sous la terrasse graveleuse, des argiles grises en fines plaquettes d'origine lacustre (coupe Est) des sables noirs argileux puis de plus en plus profondément, des alternances de lits argileux, de diatomites (sans aucune espèce fossile) et de fines cendres interstratifiées. Toutes les argiles, sur 16 mètres de profondeur sont toujours des montmorillonites presque pures (80 à 100 %) et la sédimentation est très homogène, fine et plus ou moins stratifiée. Malgré les parois très raides qui entourent cette dépression, celle-ci paraît avoir connu durant toute cette période un équilibre biogéographique presque parfait, avec un manteau végétal assez dense pour filtrer les débris de calibre supérieur aux sables fins et aux limons et argiles. Or, cette dépression se situe vers 1950 mètres, bien exposée au Sud, il est vrai.

— **Le puits du jardin de G. Barrère, Directeur d'École à Idelès.** Ce puits n'est que le plus important d'une série de très modestes forages effectués en 1960 à la suite de la découverte d'une petite nappe aquifère dans la plaine de Tin Saouak, juste au Nord d'Idelès (1 450 m d'altitude). L'ensemble des coupes que j'ai relevées dans ces puits montre une sédimentation, fréquemment interrompue par l'épanchement de coulées basaltiques, passant d'une formation argileuse lacustre à la terrasse graveleuse par l'intermédiaire de niveaux à galets fluviatiles, apportés par l'O. Idelès. La profondeur du puits de G. BARRÈRE est de 12,5 mètres :

1) *Tout au fond, le puits s'arrête dans* 30 *à* 40 *cm de sables fins, riches en limons bruns, surmontés par* 2 *mètres d'argile blanche* très compacte, à cassure souvent luisante. Un échantillon prélevé à 11 mètres de profondeur avait révélé une belle montmorillonite à l'A.T.D. (Inst. Cathol., Paris), ce qui fut confirmé par l'analyse au diffractomètre (Lab. géol., Strasbourg) : 100 % de montmorillonite avec traces d'illite et de kaolinite. D'après l'analyse chimique (C.R.P.G., Nancy), cette argile qui perd 17,9 % de son poids au feu, est surtout riche en MgO (5,08 %) plutôt qu'en CaO (0,82 %), avec 1,06 de K^2O et 0,13 % de Na^2O. Elle provient donc principalement de l'altération de basalte ou d'une néoformation dans des eaux riches en magnésium. Ses autres composants sont 55,4 % de SiO^2, 12,9 % d'Al^2O^3, 5,17 % de Fe^2O^3 et 1,19 % de TiO^2. La pauvreté en calcaire est confirmée par une analyse du calcaire total (Lab. Pédologie, Serv. Hydraul. Alg.) sur un échantillon prélevé à 11,2 mètres, qui ne renferme que 4,58 ‰ de calcaire total. Cette argile s'est accumulée en même temps qu'une faible quantité de sables fins isolés dans cette argile et parfois en très petites lentilles. Ces sables présentent un classement remarquable puisque 50 % de la fraction « sables » est comprise entre les limites extrêmement étroites de 0,115 et 0,16 mm ce qui est le meilleur classement obtenu dans un sable de l'Atakor. On pense aussitôt à des

poussières d'origine éolienne, mais l'examen morphoscopique ne permet pas de trancher. En effet les grains de quartz ont des formes variables (parfois anguleux, mais surtout à angles émoussés) et présentent généralement un aspect luisant qui indique, sans doute, un long séjour dans l'eau. Ce milieu lacustre est confirmé par la présence de Diatomées si abondantes qu'il en reste encore après le passage à l'acide sulfurique lors des préparations de pollens (C. MARTINEZ). Malheureusement ces Diatomées sont trop difficiles à séparer de l'argile pour être étudiées et l'analyse pollinique n'a donné aucun résultat. Cependant l'analyse à la loupe binoculaire (à 9,5 et 11,5 m) montre que l'argile est parfois hétérogène, s'isolant en petits grumeaux de 3 à 5 cm qui renferment souvent les sables fins et semblent s'être déposés dans le lac directement sous cette forme. Vers 10,5 mètres de profondeur, de fines tubulures ou des fentes remplies de fer entourent parfois de petits graviers de basalte altéré et ferruginisé (1 à 2 cm). Cette étendue d'eau devait donc être peu profonde avec des périodes d'exondation permettant l'arrivée de ces éléments alluviaux. Vers le bas (12 mètres), ces éléments alluviaux disparaissent et l'argile devient extrêmement compacte et blanche ; vers le haut, on passe au contraire à des sables et des bancs de galets.

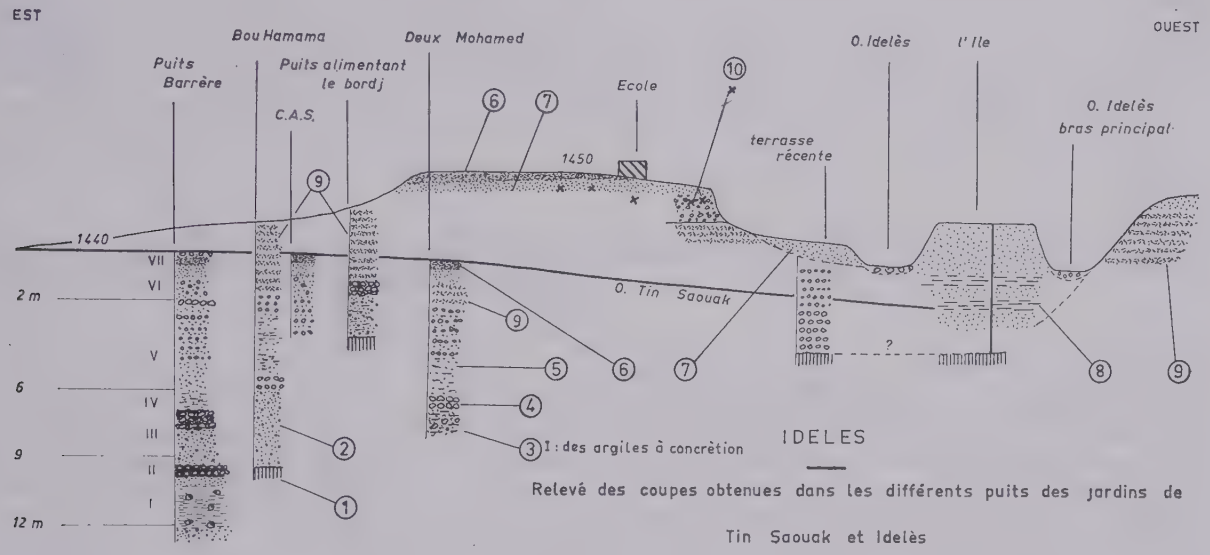


Fig. 140. — Coupes relevées dans les puits des jardins d'Idelès. Les coupes ont été fortement rapprochées pour les nécessités du dessin ; les distances horizontales sont donc tout à fait arbitraires. La coupe de référence est celle du Puits Barrère où les principaux faciès alluviaux ont été affectés d'un chiffre romain qui renvoie aux analyses granulométriques de la figure suivante. Les chiffres arabes dans les cercles indiquent : 1 - coulée basaltique ; 2 - limons bruns et sables ; 3 - argile blanche compacte à concrétions, et sables jaunes ; 4 - bancs de galets fluviatiles ; 5 - terrasse moyenne avec ses lentilles argileuses, puis ses graviers lités ; 6 - sol noir du dernier Pluvial ; 7 - limons bruns de la terrasse récente ; 8 - argiles et sables des alluvions subactuelles de l'Ile ; 9 - accumulation originelle de scories non remaniées ; 10 - outils du Paléolithique trouvés en place.

2) *Une phase fluviatile des sables et galets.* Vers 10 mètres de profondeur, les particules argileuses ne forment plus que des concrétions dans un sable jaune non cimenté, au milieu duquel se situe un banc de galets assez émoussés, épais de 50 cm [1]. Vers 9 mètres, le calibre des sables diminue et la proportion de limons bruns augmente pour donner entre 8 et 7 mètres, une sédimentation essentiellement limoneuse [2]. Ces limons argileux sont perforés de quantités de petits trous, parcourus par d'anciennes tubulures de racines et des traces de végétaux sont visibles, mais non identifiables (C. MARTINEZ y a reconnu des fragments de bois auréolé provenant de Gymnospermes, et quelques pollens de Pins). Ces limons qui renferment encore quelques grains de quartz sub-émoussés et jaunis, représentent sans doute un marais de décantation, en bordure des lits principaux des cours d'eau charriant sables et galets. En effet, au-dessus, on trouve un nouveau banc de galets fluviatiles surtout basaltiques, qui

1. L'origine relativement lointaine de ces sables fluviatiles est prouvée par la diversité du cortège de minéraux lourds (M. TERS), avec un mélange de minéraux volcaniques dominants (augite très abondante, apatite, olivine et hornblende brune) et de minéraux du socle plus altérés (très gros zircons rougeâtres, sphène, grenat, épidote, hornblende verte assez abondante).

2. Ces limons constituent 35 % du sédiment, avec 32 % d'argile, 30 % de sables fins et seulement 3 % de sables grossiers alors que les « sables jaunes » plus bas étaient formés de 33 % de sables grossiers 52 % de sables fins et seulement 14 % de limons et argiles.

s'est révélé un obstacle sérieux lors du forage du puits à cause du ciment calcaire très dur qui lie les galets en banc de poudingue épais de 50 cm. Jusqu'à ce deuxième banc de galets, on peut constater la progression d'apports détritiques frais.

Dans les *sables jaunes inférieurs*, on compte encore 90 % de grains de quartz (6 % de sables noirs et 4 % de feldspaths) dans les tamis 0,63 et 1,6 mm, mais l'analyse morphoscopique indique une double origine car les sables à angles plus ou moins émoussés et parfois luisants (40 %) sont supplantés par des sables anguleux et jaunâtres. La courbe granulométrique montre la disparition complète du tri si caractéristique des sables contenus dans l'argile blanche : le sable devient nettement plus grossier (médiane de 0,5 au lieu de 0,14 mm) et le maximum de 0,16 mm passe au second plan (11 % du sédiment au lieu de 50 %), devant un maximum principal à 1,6 mm (16 %). Ces deux faibles maxima ne sont que l'expression d'un très mauvais classement (Hé = 0,6 et Qdphi = 1,4). Ces caractères sont confirmés par l'analyse des mêmes sables jaunes prélevés dans le puits des deux Mohamed : médiane à 0,5 mm, faible tri (Hé = 0,8 et Qdphi = 0,95) et maximum très émoussé (24 % à 0,63 mm). *Dans le banc de galets inférieur*, la proportion d'éléments non quartzeux augmente : on ne compte plus que 56 % de quartz parmi les graviers (2 à 5 mm) et 59 % parmi les galets contre respectivement 37 et 26 % d'éléments de roche et 9 et 15 % de basalte gris et assez altéré.

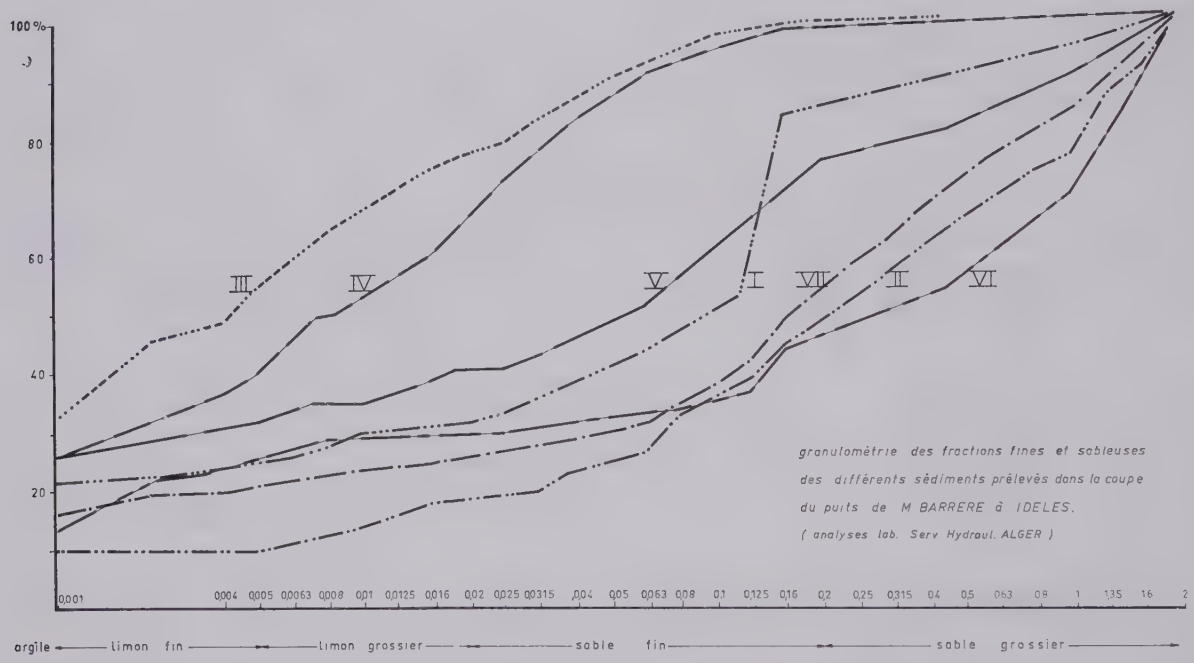


Fig. 141. — Granulométrie des alluvions du Puits Barrère (Idelès) ; I - sables provenant de l'argile blanche inférieure (11,2 m); II - sables jaunes accompagnant le premier banc de galets fluviatiles (9,2 m) ; III - sables contenus dans les limons à traces végétales (8 m) ; IV - sables interstratifiés avec des lentilles argileuses à la base de la terrasse moyenne (6,2 m) ; V - sables contenus dans la zone à galets de la terrasse moyenne (5,25 m) ; VI - sables de la partie typiquement graveleuse de la terrasse moyenne (1,5 m) ; VII - sables provenant des limons bruns étalés récemment par le ruissellement (0,25 m).

Dans le banc de galets supérieur cimenté de calcaire, la proportion des basaltes est passée à 80 % contre 20 % pour les roches du socle dont des galets de gneiss assez altérés. Les galets de basalte sont, au contraire assez frais, mais doivent provenir d'une reprise de l'activité volcanique autant que d'une diminution de l'altération. En effet, ces galets sont émoussés, parfois presque arrondis, surtout lorsqu'il s'agit de blocs de scories. La présence de ces blocs spongieux assez fragiles, associée à l'abondance d'ilménite et d'olivine permet de penser que des éruptions volcaniques se produisent à cette époque. Comme la terrasse « moyenne » commence juste au-dessus, on trouve ici une confirmation d'observations faites en différents points où des lits de scories s'interstratifient dans la terrasse « moyenne » (O. Tezaït, O. Tessekinte, rive droite de l'O. Idelès au niveau du bordj). D'autre part, la plupart des coulées basaltiques rencontrées dans le forage des puits se situent dans ce niveau de la terrasse moyenne (excepté dans le puits de Bou Hamama). On peut en tirer la quasi certitude que l'édification du Manzaz correspond à la période de la terrasse « moyenne » et du dernier Pluvial.

L'abondance des coulées de vallée et les déformations liées à l'apparition du massif du Manzaz ont arrêté l'érosion et permis ainsi la conservation de ces témoignages de la période froide antérieure

à la terrasse « moyenne ». Cette période paraît avoir connu une grande stabilité des pentes avec une certaine altération pédologique, mais peu accentuée (Tedrouri, Tin Saouak). De grands cours d'eau apportaient sur la bordure de l'Atakor, des alternances de lits de galets fluviatiles et de limons et sables qui ont dû rapidement disparaître là où ils n'étaient pas protégés. Mais l'évolution morphologique la plus importante a retenir pour cette longue période de climat froid et d'écoulement abondant est certainement **le creusement des profondes entailles sur tous les grands oueds,** qui étaient presque toutes déjà creusées au moment de « l'ennoyage » des vallées par les graviers de la terrasse « moyenne ». Ceci est particulièrement net aux gueltas d'Imlaoulaouène à l'aval du Takacherouet où les lambeaux de terrasse moyenne en aval montrent que les « chutes » étaient presque entièrement « fossilisées » à cette époque. Certaines gorges impressionnantes comme celles qui scient les gneiss granitisés ou les migmatites dures de l'axe Issekram Échaguène impliquent une très longue période d'usure et le passage de gros volumes d'eau. *Le réseau de vallées profondes est donc le principal « héritage » de cette période du Villafranchien supérieur-Paléolithique inférieur dans la morphologie des flancs et des bordures de l'Atakor.* Ces conditions favorables ont permis au réseau hydrographique de s'adapter (assez tardivement ?) aux déformations tectoniques liées au volcanisme « acide »[1] et ce creusement a conditionné toute l'évolution postérieure. Mais cette adaptation n'est pas automatique. On le voit bien avec l'exemple de la terrasse moyenne qui a « ennoyé » des vallées à pente très forte, des gorges et des « chutes » sous un remblaiement uniforme de matériel surtout graveleux lié à une phase climatique où le transport de la charge était pratiquement arrêté.

III. — LA FIN DU PALÉOLITHIQUE INFÉRIEUR MARQUE UN TOURNANT CAPITAL DANS L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE :

Cet épisode de la terrasse moyenne a sans doute duré un temps relativement court, mais ce retour à des conditions semi-arides voisines de celles du Mio-pliocène a brutalement fait disparaître presque tout l'héritage des phases que nous venons de décrire. Les manteaux d'altération ou les alluvions accumulées ont été brusquement érodés jusqu'à la roche en place, excepté dans quelques sites privilégiés et en haute montagne. La terrasse « moyenne » est en effet présente jusqu'au voisinage de la ligne de faîte, au pied de l'Ilamane, dans l'O. Abdassène ou à Segaïka et P. Quezel et J.Y. Thébault (1959) reconstituent par l'analyse pollinique une végétation steppique jusque dans l'O. Segaïka (Salsolacées, Graminées, Crucifères), dans les alluvions du sommet du remblaiement. Cette végétation paraît identique à celle que révèlent les pollens dans la terrasse « moyenne » en bordure de l'Atakor, au pied de l'Aheleheg (*Cf.* p. 303). Cette flore devait se contenter de précipitations très réduites jusqu'à 2 400 mètres d'altitude (Segaïka) et les mêmes conditions assez arides devaient régner alors sur tout le massif. Cependant :

— *En montagne, la terrasse « moyenne » renferme beaucoup plus de limons bruns* car les sols bruns, protégés par les éboulis volcaniques ne devaient pas être complètement érodés. La période aride a d'ailleurs dû être très courte en montagne, permettant encore le maintien de quelques rares espèces « pontiques » jusqu'au Pluvial suivant (Tarhenanet).

— *Dans l'Atakor, cette terrasse envahit une vallée à profil en V très aigu à Segaïka.* Or sur le même oued, devenu l'O. Tamanrasset sur la bordure de l'Atakor, une étude par sondage sismique effectuée par le Service de l'Hydraulique dans la plaine de Tamanrasset, permet d'établir un profil du fond rocheux antérieur à la terrasse « moyenne » extrêmement large et peu profond. L'épaisseur des alluvions n'y dépasse jamais 15 mètres pour un lit large parfois de près d'un kilomètre. Le contraste entre les deux profils transversaux est exactement le même que celui que l'on observe sur l'oued actuel, indiquant que l'essentiel du bombement est antérieur à ce remblaiement, du moins sur le flanc Sud de l'Atakor. Or il est étonnant qu'un même remblaiement ait affecté l'ensemble du réseau hydrographique, qui a été enfoui sous ces masses de débris, malgré le profil extrêmement « jeune » des hautes vallées. Son origine paraît bien être climatique : il y a eu arrêt généralisé dans le creusement des vallées.

1. A Tedrouri, le cylindre trachytique est apparu après les dépôts lacustres de cette période qui sont basculés vers l'amont, mais avant la terrasse « moyenne ».

A. — ESSAI D'EXPLICATION DE CETTE « CRISE » CLIMATIQUE

1) *CETTE TERRASSE EST PRÉSENTE PARTOUT DANS L'ATAKOR ET FOURNIT D'AILLEURS UN REPÈRE CHRONOLOGIQUE D'UNE VALEUR INESTIMABLE.* On n'a donc que l'embarras du choix pour étudier cette curieuse séquence climatique. Mais il est difficile d'avoir la certitude qu'on est en présence d'une coupe complète de cette terrasse. Aussi le meilleur exemple que l'on puisse citer est celui de la coupe du puits d'Idelès où l'on a la certitude d'une évolution continue. Reprenons-en la description à partir du conglomérat à encroûtement calcaire à 6,5 mètres de profondeur. Les éléments de la terrasse moyenne présentent des « faciès » variés sous une couleur uniformément « rousse » :

— *A la partie inférieure de la terrasse « moyenne »* les trois coupes des puits d'Idelès qui atteignent ce niveau (G. Barrère, Bou Hamama et les deux Mohamed) indiquent clairement un retour à une sédimentation argileuse, après le conglomérat à ciment calcaire. Cette argile présente une cassure conchoïdale, brillante dans les lentilles principales qui alternent avec des limons argileux où l'on trouve encore 31 % d'argile, 35,5 % de limons, 32 % de sables fins et 15 % de sables grossiers. A ce niveau la teneur en calcaire total augmente (18 °/₀₀ contre 4,3 °/₀₀ dans les limons à traces de végétaux et 4,58 °/₀₀ dans l'argile blanche inférieure), mais le total des sels solubles reste faible (1,22 °/₀₀ contre 2,2 °/₀₀ dans les limons à végétaux et 0 °/₀₀ dans l'argile blanche). Le drainage paraît bien assuré.

— *Cette argile passe lentement vers le haut à des sables roux,* où quartz et feldspaths abondent. A 5,25 mètres, le sable l'emporte nettement sur la fraction fine avec 23 % de sables grossiers, 36 % de sables fins, 15 % de limons et 26 % d'argile. Vers 5 mètres, on retrouve des galets, mais qui ne forment jamais de véritables « bancs ».

— *Puis à partir de 4,5 mètres de profondeur, les galets disparaissent* et sur 3,5 mètres d'épaisseur alternent des lits réguliers de sables et de graviers très caractéristiques de cette terrasse graveleuse [1]. Après une phase de marais de décantation, puis de transport fluviatile, la phase de déclin du réseau hydrographique s'affirme : partout apparaît ce « faciès » d'écoulement pelliculaire, remaniant des apports d'origine surtout locale. Les caractères de dépôts de ruissellement s'accentuent avec l'élimination des éléments les plus fins :

Dans le sédiment on ne rencontre plus que 18,5 % d'argile et 11,5 % de limons tandis que les sables fins (16 %) et surtout grossiers (54 %) deviennent prépondérants. Les minéraux argileux sont presque essentiellement de la montmorillonite (80 %) sans doute arrachée aux sols bruns sur basalte du pourtour, avec 20 % d'illite (Lab. géol. Strasbourg). Au contraire, au pied du Taderaze, la faible fraction argileuse est surtout formée d'illite (Lab. Géol. Inst. Cathol., Paris), à l'aval d'un versant essentiellement granitique. Si l'on considère la fraction sableuse isolément, on constate, par rapport aux sables accompagnant les galets sous-jacents, une forte augmentation du calibre (médiane à 1 au lieu de 0,2) ,mais avec une amélioration du tri (24 % du poids de sable autour de 1,6 mm contre 13 % autour de 0,08 dans l'autre sable) et des indices de classement (0,35 pour Hé contre 1 ; 1,12 pour Qdphi contre 1,55), dus à l'entraînement sélectif des particules plus fines. Enfin, dans la fraction graveleuse, on constate une augmentation des apports basaltiques, d'origine surtout locale :

	Graviers accompagnant les galets dans la terrasse « moyenne »		Graviers de la partie supérieure de cette terrasse « moyenne »	
	< 5 mm	> 5 mm	< 5 mm	> 5 mm
quartz	34 %	32 %	24 %	25 %
roches du socle	31 %	22 %	33 %	26 %
basalte	35 %	46 %	45 %	49 %

A cette époque, les éruptions stromboliennes proches se multiplient. On trouve des bancs de projections formées de petits fragments de scories de 1 à 5 cm, solidifiées en bâtonnets ou en plaquettes, avec leurs angles parfaitement nets et une stratification quasi originelle très caractéristique. Ces projections sont interstratifiées à l'intérieur de cette terrasse graveleuse (à l'Ouest de l'École) ou au contact entre cette terrasse et le sol brun du dernier Pluvial (puits des deux Mohamed, Bou Hamama). Or ces projections sont dépourvues de tout élément alluvial et gardent des vides très nombreux qui semblent originels. Elles ne paraissent guère avoir été reprises car le ruissellement est de plus en plus appauvri par infiltration et évaporation. D'ailleurs cette profusion de niveaux de scories homogènes

1. Cette diminution de la granulométrie avait déjà été notée par P. Dutil (1959, p. 199) dans cette terrasse de l'Atakor qu'il nomme terrasse « ancienne ». Il remarque en effet qu'on rencontre « six à sept cycles ; le cycle de base commence par des pierres roulées (basalte en général) de 15-20 cm de diamètre et se termine par des graviers, alors que les cycles du sommet commencent par des graviers et se terminent par des sables. Les cycles de base peuvent atteindre 1 à 2 mètres d'épaisseur alors que les cycles du sommet sont de l'ordre décimétrique ».

vers le haut de cette terrasse est peut être dû à cette absence de remaniement, tandis que des lits de scories plus anciennes (ou plus récentes) vigoureusement éparpillés par l'érosion n'attirent pas l'attention de l'observateur...

A la fin de ce remblaiement, la cuvette d'Idelès qui présentait des ondulations de 10 à 12 mètres lors du second Pluvial froid, était devenue une surface tellement plane et perméable que presque toutes les eaux s'infiltraient. Cette planitude est encore si parfaite actuellement qu'on a pu, sans frais, établir un aérodrome de fortune dans cette « vallée » de Tin Saouak... L'évolution morphologique a été pratiquement nulle depuis cette période très importante pour l'explication du modelé. Cette conclusion s'applique à un grand nombre de petites alvéoles de la bordure de l'Atakor où l'évolution postérieure s'est cantonnée le long des grands oueds allogènes (Amensalane, région d'Hirafok, Imontal, plainette au SE du Selidrar, piedmont de Tekchouli, plaine d'Outoul, plaine de Tamanrasset, etc.).

2) *LA MORPHOLOGIE DE LA RÉGION A LA FIN DE CETTE PÉRIODE.* Trois éléments nouveaux apparaissent à cette période :

a) L'ENNOYAGE GÉNÉRALISÉ DES VALLÉES, avec des accumulations particulièrement importantes au débouché des grands oueds sur la bordure de l'Atakor [1]. L'examen détaillé de la terrasse moyenne au débouché dans la plaine de Tamanrasset indique que les grands oueds restaient capables de transporter des galets (basalte surtout, gneiss et granite très frais) et d'emporter les apports des versants. En effet, à la sortie des gorges d'Anghas, le sommet du remblaiement reste parfaitement horizontal jusqu'au pied même des versants qui surgissent d'un seul jet : les apports à la fin de cette période étaient donc ici purement longitudinaux, sous forme de minces pellicules graveleuses et de galets, alors que les versants ne fournissaient plus aucun débris [2]. Beaucoup de versants rocheux, dépouillés de tout débris fin et « ennoyés » par la terrasse ne paraissent plus guère avoir évolué par la suite. Au contraire, dans les petits oueds de la bordure (Silemnat, In Ezzebine, etc.) ou bien au pied des reliefs (Tedesi), la terrasse « moyenne » montre une pente très nette des versants vers le centre des cuvettes : à l'écart des grandes artères, il y a eu remblaiement latéral, provenant essentiellement des versants proches jusqu'à épuisement de leur revêtement d'altération.

b) LE REMBLAIEMENT ATTEIGNANT 5 A 10 MÈTRES PARFOIS DANS L'AXE DES VALLÉES, LES GLACIS ET PÉDIMENTS ONT ÉTÉ ARRÊTÉS DANS LEUR ÉVOLUTION par ce revêtement graveleux progressif, si perméable qu'il absorbait de plus en plus l'eau de ruissellement. Glacis et pédiments ont alors cessé de fonctionner plus ou moins vite. Cependant l'ampleur des terrasses « moyennes » au débouché de tous les oueds de régions granitiques (10 à 15 mètres au pied de l'Abarga, 15 à 20 mètres dans le Sud de la Tefedest, plus de 20 mètres dans l'O. Azrou le long du granite d'Itakallen) montre que le granite a dû rester plus sensible à la désagrégation sous ces climats. *L'abondance de feldspaths dans l'alluvionnement* et l'évolution des bordures de la Taessa ou de l'Aheleheg à cette époque semblent le confirmer. En revanche des coulées de basalte ennoyées dans la terrasse moyenne ne présentent aucune trace d'altération. Il faut donc bien admettre que tous ces graviers granitiques ne proviennent qu'en faible partie de grèzes éventuelles de haute montagne, mais principalement d'une forte désagrégation granulaire se poursuivant à l'époque de la terrasse moyenne. Comme l'a montré G. PEDRO (1959), il suffit pour réaliser cette désagrégation, de températures élevées et de précipitations intenses mais de très courtes durée [3]. Comme l'étude de Tihodaïne va le confirmer, l'évolution des bordures de l'Atakor s'est donc faite, à cette époque, sous un climat de type sahélien, avec un couvert végétal de brousse à épineux. Sous ce climat, le ruissellement à la suite des tornades est capable de transporter des « sables grossiers et même des gravillons, exceptionnellement de petits galets » (P. BIROT 1960, p. 145), tandis que l'altération chimique, quasi nulle, est remplacée par des phénomènes de désagrégation mécanique (variations d'hydratation) et formation d'arène feldspathique. Des phases très courtes d'altération plus poussée ont pu se produire, expliquant en particulier la légère ferruginisation (qui est responsable

1. J. BUDEL avait interprété cet épaississement et ce plongement des terrasses vers l'extérieur, comme une preuve d'une déformation récente du massif. Cet argument paraît discutable car les épandages sous climat subaride peuvent atteindre des pentes très sensibles.

2. Il faut donc bien se garder d'utiliser de tels exemples de reliefs « ennoyés » pour évaluer la valeur de l' « angle basal » (knick) dans le modelé désertique. Ces surfaces de remblaiement épargnées par le ruissellement qui s'infiltre et égalisées par les tourbillons éoliens peuvent atteindre une perfection extraordinaire comme par exemple au Nord de la gorge d'Outoul au niveau du centre de cultures. De telles surfaces sont parfois, encore à l'heure actuelle, des zones aréiques au sens fort du terme.

3. Dans les expériences de G. PEDRO, le granite était très sensible à ce traitement alors que les gneiss étaient moyennement attaqués, les schistes et les basaltes pratiquement pas. Ce sont les mêmes différences de comportement que l'on constate à cette époque de la terrasse « moyenne ».

de la couleur « rousse » uniforme de ces alluvions) [1] et la relative cohésion de ce matériel qui donne généralement des bordures de terrasses subverticales. *Dans quelques cas très rares, le fer s'est accumulé en léger encroûtement de nappe au sein des alluvions,* comme par exemple dans l'O. Tin Aléo (à l'Est de Tazrouk), près d'Amsel (au Sud de Tamanrasset) ou à l'aval de la petite plaine d'Amensalane. Ces encroûtements coïncident probablement avec des points de résurgence des nappes d'eau infiltrées à l'époque.

c) Sur les versants proprement dits, cette période correspond a un dépouillement jusqu'a la roche saine. Beaucoup de reliefs de roche fraîche datent certainement de cette époque et la patine anormalement épaisse qui protège les flancs de l'Aheleheg par exemple, a dû se former sous ce climat sahélien, le plus propice au développement des patines (J. Tricart et A. Cailleux 1961, p. 80). Ces reliefs sont désormais pratiquement immunisés et l'érosion doit lentement reprendre son action, à partir des diaclases, créant des formes directement calquées sur le réseau de diaclases, comme les « doigts » de l'Imorane ou les coupoles de l'O. Tadjmert.

Cette dénudation des pentes et ce remblaiement des fonds ne doivent pourtant pas amener à la conclusion d'un climat aussi aride que l'actuel. En effet actuellement, la désagrégation granulaire est très peu efficace, sauf peut-être en altitude avec 100-150 mm de pluies. D'autre part, le régime des crues brutales actuelles entraîne un transport et un creusement actifs, en contradiction, avec le lent colmatage des fonds de vallées par des débris de ruissellement de la terrasse « moyenne ». Assez paradoxalement, **« l'ennoyage » n'est pas lié à l'hyperaridité, mais à un climat semi-aride.** Une certaine végétation, herbacée au moins, devait permettre le ruissellement, mais s'opposer aux fortes crues pour aboutir à ce remblaiement graveleux de toutes les vallées. Le climat de l'époque de la terrasse « moyenne » était donc sans doute moins aride que l'actuel.

B. — ESSAI DE DATATION DE CETTE PÉRIODE DE CLIMAT ARIDE :

Le seul repère chronologique que nous possédions par l'étude du Takacherouet permet de localiser cette période de « crise » **après la formation du pédiment d'Hanana qui porte des outils acheuléens archaïques** qui paraissent en place, puisque éolisés et patinés de façon intense et sur une seule face (sans doute précisément pendant la phase sèche de la terrasse moyenne). Ces caractères différencient nettement ces outils d'autres pièces acheuléennes découvertes par M. Richaud, instituteur à Tamanrasset et ne présentant ni patine ni éolisation, mais une usure mécanique. Ces outils, selon M. Richaud provenaient du décapage de la terrasse « moyenne ». M. Richaud a aussi trouvé des hachereaux sur éclat à proximité d'une coupe de la terrasse « moyenne » au pied Sud du Tedesi (Ouest de Tamanrasset). On sait d'autre part que les outils du Moustérien sont remaniés dans la couverture du glacis postérieur à la terrasse. Or l'étude de deux autres beaux gisements vient confirmer cette hypothèse [2] :

1) Le plus important est certainement celui d'Idelès où le Lieutenant J. Regnier a rassemblé et publié (1959) une belle collection de pièces du Paléolithique trouvées parmi les cailloux des regs. La découverte de pièces « in situ » a été favorisée par l'essor des constructions autour du bordj vers 1960-1962 :

— a) *Dans les fondations de la villa du chef du Centre,* trois outils ont été trouvés en place dans la terrasse « moyenne », entre 0,5 et 1 mètre de profondeur. Il s'agit :

— d'un biface fruste, grossièrement lancéolé, à bords sinueux obtenus par de larges enlèvements peu nombreux. La base est retouchée. Cet outil présente une surface altérée et des arêtes émoussées, preuve d'un remaniement ;

— d'un biface lancéolé à bords sinueux, également très émoussé et entouré d'une sorte de gangue granuleuse ;

— d'un biface à base réservée et bords asymétriques, l'un convexe et l'autre légèrement concave. Ici aussi les bords sinueux ont été obtenus par de larges enlèvements. L'outil est altéré superficiellement et ses arêtes sont émoussées par une série de petites cupules dues à un transport postérieur.

1. Mais la coloration rouge provient aussi d'emprunts de particules argileuses au glacis primitif où une altération rouge a été notée de façon sûre.

2. Les analyses ci-dessous ont été effectuées au laboratoire du CARAPE (Alger) par Mme C. Roubet et Mlle L. Ramendo.

b) *Dans les terrassements de la villa de l'adjoint au Chef de Centre*, un outil a été découvert « in situ » dans la terrasse moyenne vers 1 mètre de profondeur. Il s'agit d'un biface à tranchants sinueux, obtenus par grands enlèvements non repris ; « ce biface triangulaire épais » daterait de l'Acheuléen ancien. Il a été très émoussé par remaniements.

c) *D'autres outils ont été trouvés, l'un lors de la construction de la cantine de l'Ecole* (G. Barrère), *l'autre dans les terrassements de la maison d'un jardinier près de la Mosquée.* Ils sont de même facture que les précédents (celui de l'École présente une technique un peu plus « évoluée ») et toujours très altérés en surface et émoussés.

d) En revanche, *lors de la construction de la coopérative*, un hachereau nettement plus évolué a été découvert à plat sous 30 cm de terre brune noirâtre du Pluvial récent, juste au contact de la partie haute de la terrasse moyenne. Légèrement altéré par évolution pédologique, cet outil garde des arêtes très fraîches et ne paraît pas avoir été transporté. C'est un hachereau de type 5 de J. Tixier (1957) à retouches bifaciales envahissant presque entièrement la surface du hachereau, à l'exclusion du tranchant formé par l'intersection de deux surfaces d'éclatements. On constate une reprise assez affinée des bords et de la base arrondie. Cet outil est typologiquement une forme évoluée (Acheuléen moyen ou supérieur). L. Balout le classerait dans l'Acheuléen A 3 de la série de Tabelbala, c'est-à-dire l'Acheuléen évolué.

On peut joindre à ces découvertes, celle d'un galet aménagé que j'ai trouvé *dans la terrasse moyenne, sur la rive gauche de l'O. Idelès à quelques centaines de mètres en amont des jardins de Tin Founès* (23 km à vol d'oiseau au N d'Idelès). En ce point, l'O. Idelès a creusé une gorge profonde de 35 à 40 mètres, avec un large replat sur la rive gauche, formé par 5 mètres de terrasse « moyenne », surmontée par un épandage de galets fluviatiles contemporain du dernier Pluvial froid, postérieur à la terrasse. La terrasse est ainsi protégée dans sa totalité. J'ai eu la chance d'en extraire un galet aménagé du type III de H.J. Hugot (1955). Cet outil, taillé dans un quartzite présente un tranchant sinueux, localement repris, occupant la plus grande longueur du galet. L'arête paraît assez vive pour conclure à un très faible remaniement. Malheureusement ce type d'outil est connu dans une très longue période préhistorique et n'est pas un bon « fossile ».

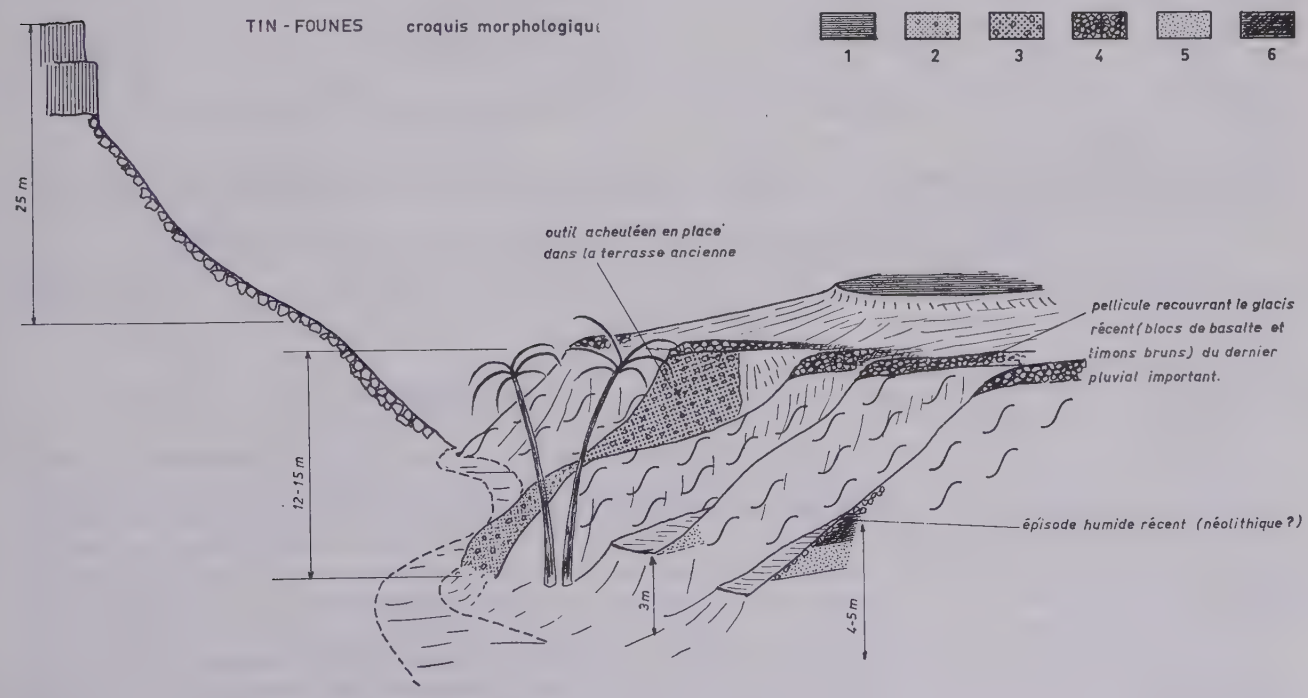


Fig. 142. — Le gisement de Tin Founes (23 km au Nord d'Idelès). 1 - « coulée de pente » (basalte) ; 2 - terrasse « moyenne », partie inférieure grise ; 3 - terrasse « moyenne », partie supérieure rousse et plus graveleuse ; 4 - épandage de galets fluviatiles (Pluvial récent) ; 5 - sables jaunes d'une terrasse emboîtée ; 6 - limons humifères (Néolithique ?).

2) Les gisements d'In Ekker permettent de préciser la datation de la fin de cette accumulation graveleuse. *Un premier gisement était découvert dans l'O. Tin Tamatt* par H.J. Hugot en 1956-57. Dans la coupe décrite par cet auteur, on remarque que les outils du Paléolithique inférieur (pebble tools, bifaces grossiers à grands éclats frustes alternés d'allure archaïque) sont également fortement roulés et enrobés de terre rougeâtre, qui rappelle beaucoup la terrasse « moyenne ». Or au-dessus de cette couche « archéologique », H.J. Hugot note 2 mètres d'argiles et limons gris plus ou moins colorés en jaune par de la limonite, avec à la base quelques concrétions ferrugineuses et il interprète cette accumulation comme une « formation lacustre en eaux très calmes » (1956 b). Or cette nouvelle phase sédimentaire est recouverte « par une industrie gisante, attribuable au faciès levalloiso-moustérien », toute différente de la précédente. D'ailleurs, une analyse pollinique de P. Quezel et C. Martinez (1958-59, p. 223) sur l'argile grise montre la présence de Pinus et Cedrus qui prouvent qu'on est entré dans une phase moins sèche. D'autre part la granulométrie de ces limons argileux gris, « est toute différente de celle de la terrasse moyenne » et l'on peut suivre le passage de cette dernière à la sédimentation plus fine :

Tin Tamatt, granulomètrie de la terrasse postérieure à l'Acheuléen I (H.J. Hugot, 1963, p. 26).

Échantillons	% Sable grossier	% Sable fin	% Limons	% Argile
Profondeur 0,20 m	29,5	45	20,5	5
0,47 m	16	27	45	12
1,30 m	9	38	45	10
1,70 m	3	55,5	34	7,5
1,95 m	10,5	32,5	42	15
2,25 m	43	24,5	17,5	15
2,50 m	44,6	24	14	18

Dans l'O. In Abalou, voisin de Tin Tamatt, j'ai relevé une coupe à peine différente (1960 a, p. 33), postérieure à la terrasse moyenne :

— un mètre environ de sables et graviers enrobés d'argile grise ou jaunâtre (limonite) ;

— 0,1 à 0, 3m d'épandage de blocs très anguleux et dépourvus de patine contenant des outils dont 12 ont été retenus par C. Roubet et L. Ramendo. Il s'agit d'un ensemble paraissant moustérien avec quelques pièces typiques :

— un nucleus épanelé pour préparer les faces ;
— un éclat de débitage Levallois à talon facetté et rides de percussion très marquées sur la face d'éclatement ;
— un racloir rectiligne, une pointe de quartz, un racloir denticulé presque rectiligne, un racloir denticulé, etc.

La plupart de ces pièces présentent des arêtes encore vives et des traces d'altération. En effet au-dessus, on trouve 10-20 cm de sol brun et de sables appartenant à la terrasse « récente ». Ce gisement moustérien se situe donc dans un épandage de blocs anguleux exactement semblables, à ceux de l'O. Takacherouet. Dans ce cas aussi la netteté des angles des blocs fait penser à un débitage intensif de quartz lors d'une phase de gélifraction intense. Mais les outils moustériens peuvent fort bien provenir de l'érosion d'anciens sites avec transport sur le versant par ruissellement violent, en même temps que les quartz gélivés.

En effet l'argile grise ou jaunâtre se retrouve dans de nombreuses coupes surtout dans cette région d'In Amguel. Juste en amont de la cluse, *à l'aval du petit oued Tabakat* sur le tracé de piste établi par la SOGETEC, M. Pereard, Ingénieur de cette société, m'avait signalé des outils préhistoriques précisément dans ces limons argileux gris visibles sur 1 à 2 mètres et surmontés de 20 cm de cailloux non patinés et souvent très anguleux. J'ai effectivement trouvé, mais dans le niveau caillouteux, deux

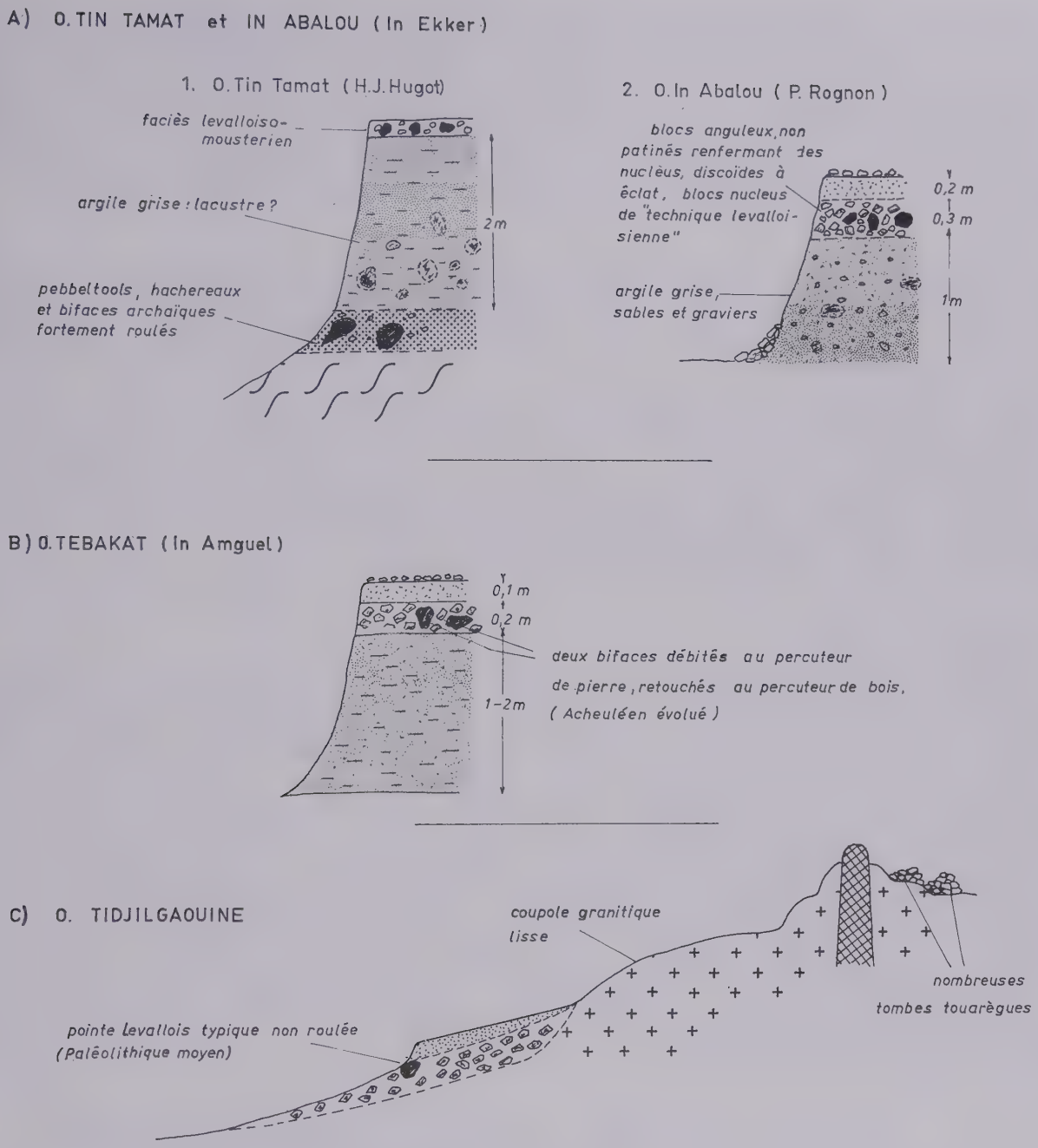


Fig. 143. — Les limons gris et les cailloux gélivés du Dernier Pluvial au Nord Ouest de l'Atakor.

bifaces, débités au percuteur de pierre et retouchés au percuteur de bois. L'un est un trièdre à base et bords amincis par retouches bifaces. L. Balout pense à un âge Acheuléen évolué.

Enfin, le plus bel outil moustérien a été trouvé par B. Clavé (Observatoire IMPG de Tamanrasset) au cours d'une tournée commune à la pointe Nord du granite d'Ifrak, *sur un petit affluent de l'O. Tidjilgaouine*. Il s'agit d'une pointe Levallois typique à talon facetté (4 faces), légèrement convexe avec une corniche abattue, et un angle d'éclatement d'environ 90°. La face supérieure garde la trace d'enlèvement d'une pointe Levallois n° 1. On observe des retouches proximales directes et abruptes.

Cet outil est probablement postérieur au Paléolithique inférieur [1]. Il est d'une grande fraîcheur (seulement terni en surface par une légère altération), avec des arêtes vives. Il provient également d'un épandage de pierres gélivées non patinées, recouvertes d'un sol argileux gris, exactement comme les outils « moustériens » de Takacherouet. Il semble donc que cette accumulation grise liée aux cailloux gélivés est tout au plus contemporaine de l'Acheuléen final ou plutôt postérieure. A cette période se formaient des pseudogleys (cette argile a souvent une structure polyédrique) caractéristique d'un engorgement temporaire ou permanent des fonds de vallées remblayées par les graviers de la terrasse moyenne lors de la phase sèche. L'humidité était donc suffisante pour compenser la forte infiltration dans le matériel perméable sous-jacent et par conséquent cette période n'appartient plus à la phase subaride.

3) Conclusion :

On pourrait encore citer d'autres exemples comme ces outils acheuléens trouvés par H. Lhote à Fort Motylinski à la base de limons bruns et qui proviennent très probablement de la terrasse graveleuse « moyenne ». Or là aussi ces pièces sont très altérées et fortement émoussées. Pour avoir négligé la règle qui dit que les alluvions ne sont que des sites de remaniement, j'ai donc commis une erreur au début de ce travail (1960, p. 32) en affirmant que cette terrasse, que j'appelais T [1] à la suite de P. Dutil, était contemporaine ou antérieure au Paléolithique inférieur. En fait, ce matériel graveleux a été le réceptacle de tout ce que le ruissellement arrachait aux versants lors de cette phase sèche et tous les outils du Paléolithique inférieur s'y retrouvent en désordre. **Cette crise morphologique qui a dû être d'assez courte durée se place donc bien au Paléolithique, dans l'Acheuléen moyen à supérieur. La seule certitude c'est qu'à l'Acheuléen final et à l'époque dite « moustérienne » un nouvel équilibre des pentes était retrouvé.** Sur la limite inférieure de « cette crise », à défaut de certitude, on peut tout de même apporter deux observations :

— *Dans la coupe de l'O. Torak* du Sud Est de la Taessa existe, à la base de la terrasse graveleuse, un gisement de diatomite, qui tranche sur tous les autres par présence de Diatomées d'espèces d'eaux tièdes, dites « tropicales » [2].

— Dans une étude en cours au moment de la rédaction de cet ouvrage, M. Van Campo vient de découvrir une flore à affinité tropicale, encore inédite, *dans la partie argileuse inférieure de la terrasse moyenne de l'O. Outoul*, près du centre de cultures (échantillon P. Dutil). Vers le bas de la terrasse (5 mètres de profondeur), ces pollens comprennent des espèces tropicales qui sont typiques des forêts galeries en zone de savane (Mélastomacées, Combrétacées) mais elles sont associées à la flore méditerranéenne ou tempérée (Pins, Noisetier, Tilleul, Platanes) qui reste dominante : 14 éléments montagnards, 24 espèces méditerranéennes, 10 sub-tropicales, avec 43 Graminées et 278 plantes désertiques et hallophyles qui indiquent bien le « fond » très sec de la flore de cette période de la terrasse moyenne. Plus haut (à 3 mètres de profondeur) l'assèchement se précise en même temps que le réchauffement car les plantes hallophyles atteignent 1610 pollens, les graminées 131 et les tropicales 50 (dont une *Podocarpus* centre-africaine assez exigeante en eau). Les espèces montagnardes « pontiques » totalisant encore 57 pollens et les méditerranéennes pures (*Quercus ilex* par exemple) 70, ce qui prouve la pérennité de cette flore durant tout le Quaternaire, au moins en montagne (l'O. Outoul prend sa source sur la ligne de faîte de la Koudia).

Ces Diatomées et ces pollens « tropicaux » sont les seules espèces chaudes que l'on connaisse dans le Quaternaire de l'Atakor. On est donc tenté de faire un rapprochement avec le fameux gisement de Mammifères de savane de Tihodaïne.

C. — CETTE CRISE CLIMATIQUE A AFFECTÉ TOUT LE SAHARA CENTRAL.

1) *LE CÉLÈBRE GISEMENT DE TIHODAINE :* situé à 1 100 mètres d'altitude au pied du Tassili des Ajjer, son étude permet d'étendre ces conclusions bien au-delà de la bordure de l'Atakor, en les étayant de nouveaux arguments stratigraphiques. En effet, sur la bordure occidentale de l'Erg, on constate une assez nette évolution morphologique :

A l'Ouest, on observe une très vieille topographie où de petits inselbergs de quelques

1. Etant donné la grosseur de l'outil (20 cm), pour détacher en une seule frappe un outil d'une telle perfection avec un bulbe très proéminent, il faut admettre une technique déjà évoluée. L'affinage par toutes petites retouches est déjà une technique du Paléolithique moyen (M. Richaud).

2. On n'y trouve presque plus de Diatomées fossiles (quelques *Stephanodiscus Carconensis*), ce qui serait en faveur d'un âge assez récent de ce lac. D'ailleurs, cette formation passe en continuité avec la terrasse « moyenne » vers le haut.

dizaines de mètres de haut sont environnés par d'immenses regs alluviaux de petits galets et gravillons de quartz doré, épais d'un à plusieurs mètres. Ces regs sont entaillés du côté Ouest, vers l'Amadror, par des ravins de 30 à 40 mètres de profondeur. Vers l'Erg étant donné l'endoreisme, l'évolution a été beaucoup plus faible. Pourtant au pied de l'inselberg coté 1 270 m, un immense pédiment extrêmement régulier descend vers le couloir de déflation de l'erg. Il est recouvert par un épandage de blocs de quartz (épais de 1,5 mètre dans une entaille en avant de l'erg) qui s'ennoie lentement sous les sables éoliens. Ce pédiment rappelle beaucoup les grands glacis « villafranchiens » des bordures de l'Atakor ou des Tassilis.

Ce pédiment primitif est repris en biseau par un plan a pente légèrement plus forte qui aboutit à la coupe et constituerait un second pédiment, non recouvert de blocs. La coupe principale située en 6°51' E et 25°12' N a été maintes fois décrite (M. Reygasse 1934 et 1935, C. Devillers 1948, C. Arambourg et L. Balout 1952). Elle débute par des sables blancs inférieurs (1,5 mètre) qui s'épaississent nettement vers l'Est et présentent des stratifications dunaires obliques. Dès 1948, C. Devillers parlait de « sables dunaires » mais la preuve définitive a été apportée par J.Y. Thebault (1961) à l'aide d'analyses granulométriques détaillées.

A leur partie inférieure, ces sables présentent un maximum unique à 0,21 mm (40 % du poids entre 0,15 et 0,25 mm) mais assez aplati qui indique des sables éoliens remaniés (fig. 144). La morphologie confirme l'origine éolienne puisque dans tous les tamis voisins de ce maximum, la proportion de « ronds mats » atteint 90 % avec environ 10 % d'émoussés luisants. A la partie tout à fait supérieure, le classement est moindre avec deux maxima très étalés (0,185 et 0,28 mm) indiquant un remaniement plus poussé que confirme la morphoscopie (dans le tamis 0,2 mm, on compte 85 % de ronds mats, 10 % d'émoussés luisants et 5 % de non usés). D'ailleurs la limite supérieure de ces sables, au contact des argiles verdâtres sus-jacentes, fait penser à une surface légèrement ondulée avec des couloirs et des rides de l'ordre de 0,5 à 1 mètre, dont l'argile verte en se déposant a fidèlement épousé les contours. Ces ondulations très légères font penser à des reliefs dunaires très effacés, fixés par la végétation. L'orientation ONO-ESE de ces ondulations indiquerait un régime de vents différent de l'actuel où les dunes vives s'alignent surtout Nord-Sud.

Au-dessus viennent des argiles verdatres finement litées et découpées en grands polygones de dessication de 0,5 m de diamètre environ. Vers la base les lits d'argile alternent encore avec des sables blancs, par éboulement sans doute des bras dunaires dans les marais ; puis ces feuillets extrêmement fins alternent avec des feuillets de diatomite. Celle-ci au Nord apparaît en grumeaux recimentés par de l'argile, prouvant des phases d'exondation alors qu'au Sud, elle donne de belles plaquettes de 2-3 cm d'épaisseur. **L'étude de ces Diatomées** (E. Manguin 1962) indique des étangs ou nappes d'eau peu profondes, évoluant vers leur phase finale avec une flore benthique et tycho-planctonique et en particulier *Synedra ulna var biceps, Synedra ulna var Monodii, Synedra ulna var spatulifera, Navicula oblonga* et *Gomphonema lanceolatum* Ehr. qui sont les plus abondantes. Ces espèces n'apportent aucune précision sur la température des eaux, mais du point de vue chronologique, il faut remarquer que sur 22 espèces dénombrées, aucune n'est fossile, ce qui différencie nettement ce gisement de celui des diatomites villafranchiennes de l'Ilamane. **Les indications thermiques proviennent plutôt de la faune de grands Mammifères** qui fréquentaient ces mares et parmi lesquels C. Arambourg et L. Balout (1952) ont identifié l'*Éléphant*, le *Rhinocéros*, l'*Hippopotame amphibie*, de *Grands Bovidés* des *Antilopes* et des *Gazelles*[1] C. Devillers (1948) avait noté aussi le *Crocodile* et le *Zèbre*. Il s'agit d'un ensemble cohérent, typique de la savane africaine, exactement semblable à la Faune du Pléistocène moyen de la Berbérie ou à celle qu'on retrouve au Nord du Tchad à chaque épisode humide quaternaire. Ces déterminations sont à l'origine de l'hypothèse d'un « Sahara des Tchads » de type tropical, les conditions de vie régnant dans la cuvette étant « comparables à celles qui règnent en Afrique équatoriale » (C. Arambourg et L. Balout 1952). Or il faut remarquer que les ossements ne proviennent que de ce niveau d'argile qui a tout au plus 20 à 25 cm (C. Devillers indique 50 cm), comme j'ai pu le vérifier lors de mon passage[2]. Il s'agit donc d'un épisode très court, favorisé par la position de cuvette quasi fermée où se rassemblaient les eaux de ruissellement dans des conditions topographiques très favorables. E. Manguin par les Diatomées et J.Y. Thebault par l'étude du terrain arrivent à la conclusion d'une nappe d'eau peu profonde (E. Manguin), « non agitée et de faible durée » (J.Y. Thebault). Cette courte période favorable a permis la migration de la faune tropicale vers l'Afrique du Nord qui est invoquée.

1. C. Arambourg (1948, p. 17) a déterminé *Elephas Recki*, venu d'Asie au Villafranchien comme beaucoup d'espèces qui envahirent l'Afrique avant la coupure de la Mer Rouge. On le retrouve à Oldoway, au Villafranchien de l'Omo (Ethiopie), à l'Ain Hanèche et dans les grès de Rabat, mais il devient plus rare après le Villafranchien.

2. Les ossements sont surtout abondants à la base de ces argiles verdâtres où j'ai trouvé, « in situ », plusieurs os longs et deux très belles mâchoires en place et dans les argiles et diatomites, un os énorme de Proboscidien, trois dents et plusieurs os. Cette argile verte présente un faciès tout à fait semblable à l'argile verdâtre de Tamenokalt, juste sous la terrasse « moyenne », dont les concrétions calcaires m'ont fourni deux mâchoires d'*Alcelaphus*.

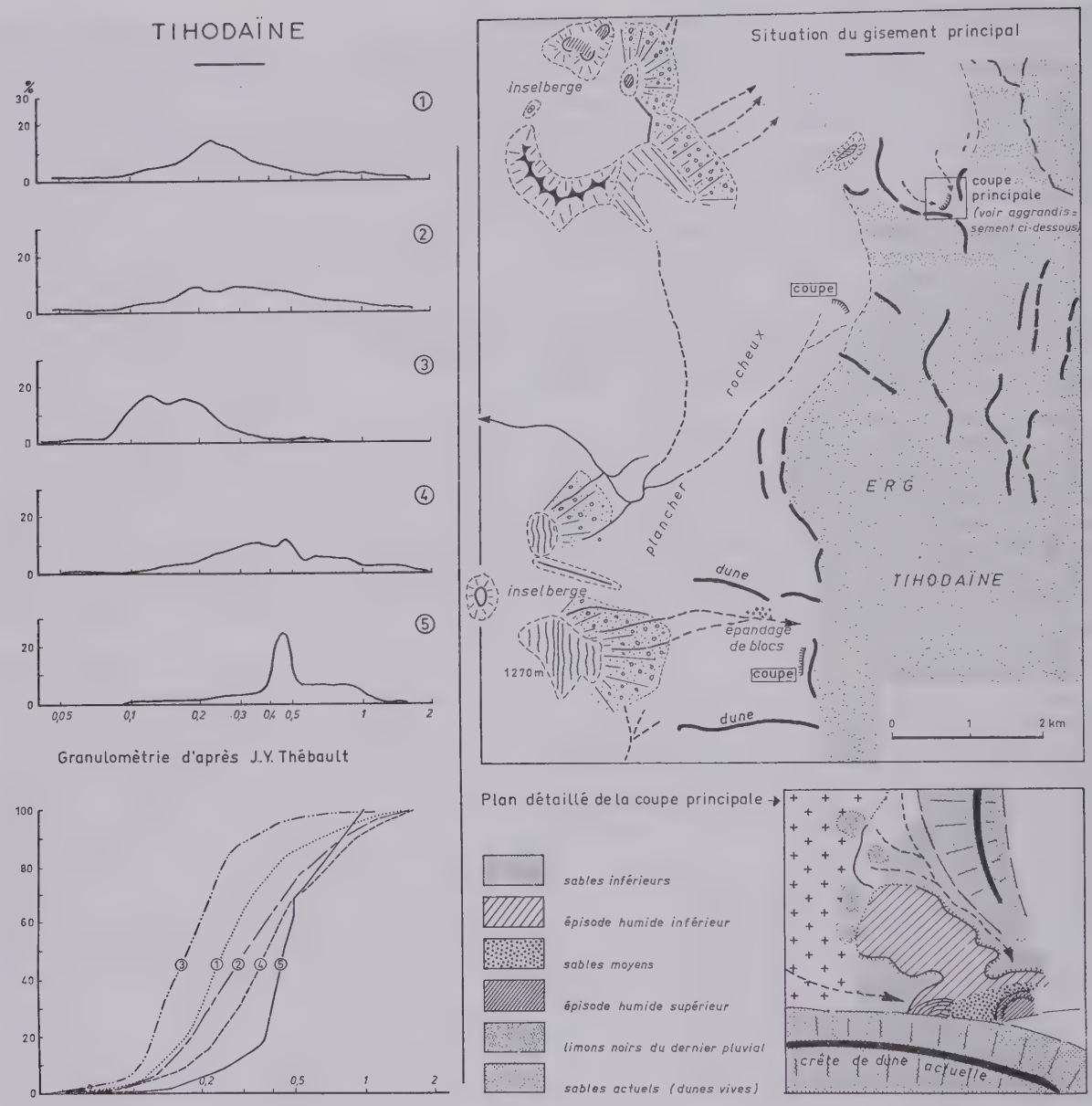


Fig. 144. — Croquis de localisation et courbes granulométriques de l'Erg Tihodaïne. 1 - partie inférieure des « sables inférieurs » ; 2 - partie supérieure des « sables inférieurs » ; 3 - sables entre les deux épisodes lacustres ; 4 - sables des « vieilles dunes » (pré-néolithiques) ; 5 - sables des dunes vives actuelles.

Mais en Afrique du Nord, cette faune a dû pouvoir se maintenir pendant tout l'Interglaciaire à proximité de la Méditerranée tandis qu'au Hoggar, l'extrême continentalité a dû très vite amener des conditions de climat chaud à orages violents, insuffisants pour maintenir le milieu favorable. Il faut aussi remarquer que Tihodaïne se situe dans cette longue gouttière de la dépression périphérique du Hoggar qui a servi à chaque Pluvial à la migration des faunes et on ne peut généraliser, à partir de cette faune, ces conditions particulières à tout le Hoggar.

D'ailleurs **une étude de pollens** entreprise au Laboratoire de Mme Van Campo sur cette argile verte n'a pas pu fournir assez de pollens pour un résultat statistique, mais elle permet d'affirmer l'existence d'un mélange de flore tropicale sèche *(Acacia cf. nilotica)* et désertique *(Tamaris)* avec des espèces tertiaires relictuelles « pontiques » *(Platanus, Ostrya, Castanea Cf., Carpinus Cf.)* et des espèces méditerranéennes au sens large *(Pinus, Quercus, Corylus, Oléacée, Ulmacée, Rosacée Cf.*

Sanguisorba). La flore, en principe plus fidèle pour les indications écologiques, indique donc un curieux mélange de plantes descendues des montagnes lors du Pluvial froid précédent et d'espèces « chaudes ». Ce mélange rappelle celui de la flore de la base de la terrasse « moyenne » de l'O. Outoul.

Or c'est encore dans ces 20-25 cm d'argile verdâtre, si minces mais si riches, qu'ont été trouvés les outils préhistoriques de Tihodaïne. Les outils, lors de la découverte du gisement, jonchaient le sol par milliers, mais déjà A. Debruge (1935 b) a trouvé des « coups de poing » dans cette sorte « de terre à foulon », puis C. Devillers « dans la partie supérieure ». C. Arambourg et L. Balout (1952) ont bien établi que l'origine de ces outils acheuléens (bifaces, hachereaux, boules polyédriques) était précisément le niveau de sables argileux verdâtres. Le seul outil que j'ai trouvé « in situ » en provient également [1]. Il y a donc une liaison entre cette présence des hommes et celle du gibier de gros Mammifères. Ces outils, étudiés par J. Tixier (1957) ont été classés dans les types 2, 3 et 5 de cet auteur. J. Tixier a eu l'amabilité d'examiner le lot d'outils que j'ai recueilli en 1964. Le hachereau trouvé en place appartient au type 2 sur éclat. D'autres outils, dépourvus de patine, semblaient exhumés depuis peu par l'érosion : 4 hachereaux du type 2, deux racloirs (dont un convergent déjeté à retouches très écailleuses), deux petits bifaces et un grand lancéolé, en quartz. Tout ce matériel est nettement plus évolué que celui de Ternifine, mais moins que celui de Ma el Abiod et J. Tixier pense qu'on peut supposer qu'il s'agit du **« début de l'Acheuléen supérieur »** ce qui rejoint le point de vue de C. Arambourg et L. Balout qui indiquait un Acheuléen de technique évoluée.

Au-dessus de ces argiles verdâtres d'un si grand intérêt on observe 3 à 4 mètres de sables blancs non cimentés, avec parfois quelques petites intercalations d'argiles et de diatomites ou des lits cimentés par de la limonite. J.Y. Thebault (1961) a montré que ces sables ont une granulométrie plus fine que les sables inférieurs (médiane à 0,17 contre 0,3) avec deux maxima (0,12 et 0,172) mais surtout avec une composition toute différente : 95 à 100 % des sables sont « non usés » et semblent indiquer un nouvel apport détritique par le ruissellement. Mais cette différence peut aussi tenir au calibre, plus petit, dans des sables trop fins pour acquérir l'émoussé éolien. On ne voit plus aucun « émoussé luisant », ce qui confirmerait la durée très brève de la période humide antérieure et l'absence de très grands organismes fluviaux.

Un nouvel épisode humide se traduit ensuite par le passage à des argiles verdatres, interstratifiées avec les sables sur 10 cm, puis très pures et finement litées. Ces argiles sont très semblables aux précédentes et de même nature : *l'étude des minéraux argileux* (Lab. Géol., Strasbourg) indique 50 % de montmorillonite (contre 60 % pour les argiles inférieures), 30 % d'illite (comme pour les précédentes) et 20 % de kaolinite (contre 10 %). Cette montmorillonite traduit probablement l'absence de drainage dans une cuvette où la néoformation était importante à partir des éléments solubles apportés. Mais ces argiles sont surmontées très vite par une *dalle blanche calcarifère*, épaisse de 10 à 20 cm. L'ensemble mesure environ 40 cm d'épaisseur. C. Arambourg et L. Balout avait interprété cette « croûte » comme la phase de « désert maximum » mais L. Balout a rectifié cette conclusion dans sa thèse (1955 p. 68). En effet, après examen des échantillons rapportés, J.H. Durand avait conclu à un calcaire lacustre, cryptocristallin avec de pseudo-oolithes. Cette opinion a été renforcée par *l'analyse des Diatomées* (E. Manguin 1962) qui renferment une flore plus riche que les argiles à Mammifères avec des formes euplanctoniques d'un véritable lac, en particulier *Melosira granulata* (Ehr) Ruefs et *M. italica* (Ehr) Kutz, *Navicula Perrotetti*, *Gomphonema dubravicensis*, etc. Cette nappe d'eau aurait donc eu plus d'importance que la précédente. Cette couche est malheureusement dépourvue d'industrie ou de fossile, mais on retrouve ce niveau calcarifère à Diatomées :

— *Dans l'intérieur de l'erg, à Tiouririne*, où il repose sur des sables argileux jaunes contenant des Mollusques (Planorbes, Bullins) en abondance et des tubulures végétales plus ou moins silicifiées. Les outils atériens étant systématiquement répartis sur la bordure de ce lac, C. Arambourg et L. Balout ont émis l'hypothèse que ce lac serait d'âge atérien, mais aucun outil n'a été trouvé en place.

— *Plus au Nord que la coupe principale*, cette couche carbonatée grisâtre affleure en plusieurs points de la bordure. A 8 km au Nord, on peut voir un crâne de Bubale encore en place, dégagé par A. Bonnet.

2) *CONCLUSION*

A la lumière de ce que nous savons de l'évolution de l'Atakor, cette coupe s'explique facilement. Le vieux pédiment « primitif » rappelle tout à fait les glacis villafranchiens de Takacherouet ou de

1. On peut rapprocher de ces observations la découverte par Ph. Renault (Mission géologique dans les Tassilis du Sud de l'Ahaggar, *Trav IRS X*, 1953, p. 199-201) de bifaces *in situ* dans des argiles très semblables près d'In Guezzam. On peut ajouter aussi, dans la même zone climatique la découverte par P. Biberson (1964) d'outils de l'Acheuléen évolué dans la partie médiane et dans le dépôt lacustre qui termine la terrasse moyenne des oueds du Baten (Mauritanie), sans doute à l'aval d'un glacis « moyen », comme à Tihodaïne.

l'Erha avec leur importante couverture de blocs. Puis le deuxième pédiment qui aboutit sous les sables inférieurs correspondrait au second glacis de Takacherouet daté en principe de l'Acheuléen ancien. Les sables inférieurs indiquent que ce glacis a été envahi par un premier reg avant le dépôt des argiles de la fin de l'Acheuléen moyen, dans un contexte de climat chaud plus ou moins humide, comme le lac à Diatomées de l'O. Torak ou la base de la terrasse moyenne d'Outoul [1]. Puis la seconde accumulation sableuse se distingue par un renouvellement du matériel « non usé » qui a envahi la cuvette. Il ne paraît pas exagéré de mettre cet épisode sec en relation avec la grande phase de ruissellement de la terrasse moyenne de l'Atakor, succédant à la période tropicale [2].

Ainsi la terrasse « moyenne » se situe à une époque de remise en question de tout l'équilibre biogéographique du Sahara central lorsque, après le second Pluvial froid en altitude, puis

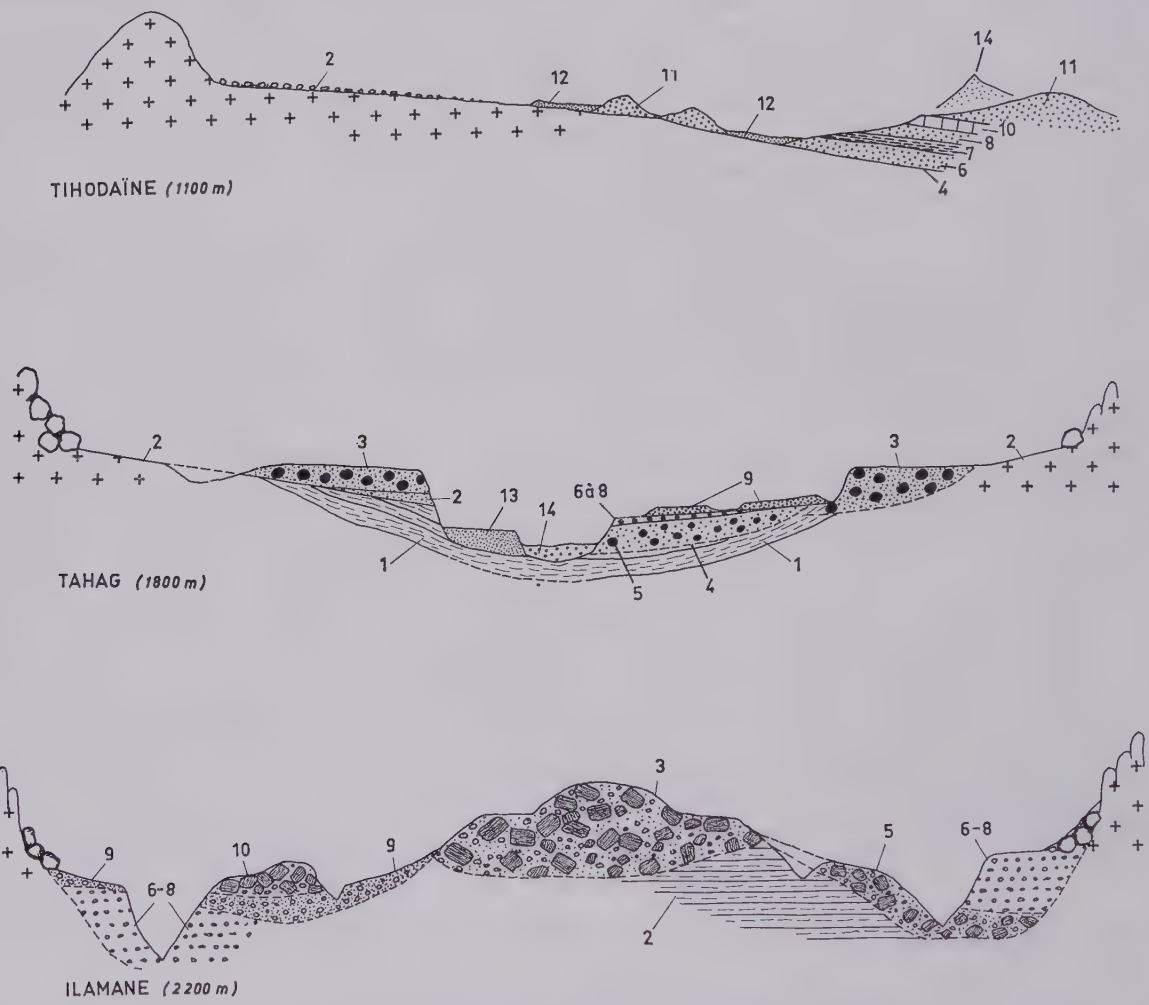


Fig. 145. — Comparaison de l'évolution morphologique à basse, moyenne, et haute altitude durant le Quaternaire au Hoggar. 1 - lac plio-villafranchien ; 2 - Villafranchien inférieur ; 3 - première période froide (Arhil) ; 4 - glacis associé à cette période froide ; 5 - deuxième période froide (Tin Abrare) ; 6 - assèchement du climat, dunes en plaine, terrasse graveleuse en montagne ; 7 - épisode lacustre « tropical », fin du Paléolithique inférieur ; 8 - assèchement climatique ; 9 - solifluction en montagne et sols bruns (Levalloiso-moustérien) ; 10 - névés en montagne, lacs à accumulation calcaire en plaine (— 10.000 ans) ; 11 - assèchement du climat en plaine ; « vieille dune » prénéolithique ; 12 - épisode humide du Néolithique ; 13 - terrasse « récente » post-néolithique ; 14 - alluvions actuelles et, en plaine, dunes actuelles.

1. Le second glacis du Dj. Idjérane, emboîté dans le glacis primitif daté par la « pebble culture », aboutit à une accumulation d'argile blanche gypsifère d'une épaisseur de 4 mètres (A. Bonnet, 1961, p. 54).

2. D'autant plus qu'au Paléolithique moyen pour l'Atakor et supérieur (Atérien ?) pour Tihodaïne, on retrouve une phase de stabilité des pentes ou des dunes, qui correspond bien au dernier grand Pluvial froid : l'étonnant enrichissement en calcaire dans le contexte de Tihodaïne s'explique très bien dans ce cadre climatique frais.

un réchauffement avec encore des pluies abondantes, le climat est devenu brusquement très sec. Mais l'évolution n'a pas été identique en plaine et en montagne. En altitude en effet, le passage du Pluvial froid a la période tiède et humide semble avoir été continu, sans déséquilibre dans le manteau végétal (coupes d'Idelès, lac à Diatomées de l'O. Torak) car l'accroissement thermique a été insuffisant pour modifier réellement la composition de la flore. Mais ensuite l'arrivée sans doute brutale de la période chaude et sèche à orages violents, mais espacés a eu un effet catastrophique, à l'époque de la terrasse « moyenne », c'est-à-dire à la fin du Paléolithique inférieur. Le rétablissement d'un manteau pédologique et végétal a par la suite été extrêmement lent. Au contraire, en plaine, la végétation descendue des refuges montagnards chassée par le froid, a du s'étendre jusqu'a Tihodaine où certaines espèces étaient encore présentes près du lac à Mammifères. Mais mal adaptée, cette végétation a très vite reculé lors de l'accroissement des températures laissant un sol sableux livré à l'érosion éolienne (sables inférieurs). Au contraire, la période chaude et humide a permis l'extension rapide d'espèces « tropicales » bien adaptées dans ces régions basses. Cette flore a favorisé un nouvel équilibre, mais de courte durée. Lorsque le climat est devenu plus sec, avec de gros orages espacés, le ruissellement et le vent ont repris les sables et la région est devenue un erg (sables supérieurs) jusqu'au maximum de la période froide suivante. Celle-ci a permis le retour de la flore d'altitude et fait cesser le mouvement des débris, au profit de transports chimiques et colloïdaux [1]. Il semble logique de situer, lors de ce passage au climat frais, la formation des glacis lorsque les orages plus nombreux créaient un écoulement intense sur les pentes encore mal protégées. Ces glacis tendent ensuite à se couvrir de végétation (en plaine) ou de coulées de solifluction (dans l'Atakor) qui mettent fin à leur évolution.

Les successions de climats paraissent donc simples en montagne avec un Pluvial frais devenant tiède puis une phase sèche. Elles sont nettement plus complexes en plaine avec deux courtes phases de stabilité bien individualisées par des périodes sèches intermédiaires. Cette grande variété des phases en zone basse paraît due simplement à la plus grande instabilité du tapis végétal : les conditions biogéographiques masquent une évolution climatique assez régulière. Mais l'étude morphologique permet de rétablir l'équilibre car chaque « cycle » même en plaine ne donne naissance qu'à une seule forme durable, le glacis d'érosion, qui se forme lors du passage de l'Aride au Pluvial, en plaine comme en montagne.

Les Pluviaux seraient donc liés essentiellement aux périodes plus froides qui diminuaient l'évaporation et permettaient aux dépressions d'Ouest d'envahir le Sahara. Nous retrouverons exactement la même conclusion pour le Pluvial récent et tout laisse à penser qu'il en a été de même lors du premier Pluvial.

IV. — LE PLUVIAL FROID LE PLUS RÉCENT ET LE PASSAGE AUX CONDITIONS ACTUELLES.

La période sèche de la terrasse « moyenne » avait considérablement modifié les conditions antérieures et aboutissait à une sorte d'équilibre nouveau où les versants rocheux était fortement protégés par une épaisse patine et les vallées stabilisées par l'infiltration des eaux de ruissellement dans un matériel très perméable. La rupture de cet équilibre semble avoir demandé un temps assez long et très variable suivant les secteurs :

— **Dans les fonds de vallée,** l'augmentation de la pluviosité liée au nouveau Pluvial s'est traduite par une phase plus ou moins longue d'engorgement des alluvions, puis par l'affleurement de la nappe aquifère se transformant en marais ou en lac. En effet, surtout à la bordure de l'Atakor, les pentes antérieures sont pratiquement effacées et l'établissement d'un nouveau réseau s'est fait très progressivement. Au contraire en montagne, le réseau restait bien marqué malgré un remblaiement épais mais localisé et l'écoulement ayant repris beaucoup plus vite, a fait disparaître presque tous les vestiges de la terrasse « moyenne » ;

— **Sur les glacis et pédiments couverts,** le ruissellement devait s'infiltrer progressivement à la manière d'une goutte d'eau progressant sur un buvard. Il a fallu qu'une lente percolation de

1. Ces dépôts carbonatés ne seraient qu'une très faible « recurrence » par rapport aux accumulations calcaires du début du Quaternaire (Tissemt, Serouenout).

limons et d'argile colmate et imperméabilise la partie supérieure, comme cela est encore visible en plusieurs points, pour que l'écoulement superficiel puisse reprendre. Le « glaçage » de la partie supérieure a dû aussi être favorisé par l'impact des gouttes de pluie lors des gros orages, concentrant l'argile superficielle sous forme de boue qui empêche l'infiltration, (J. TRICART et A. CAILLEUX 1961, p. 88). Très lentement, on voit apparaître alors un nouveau glacis de substitution, le glacis « récent » qui a essentiellement progressé là où il rencontrait le matériel meuble et graveleux de la période sèche, sans attaquer réellement les versants.

— **Sur les versants,** la végétation a été très gênée lors de sa réinstallation par la présence de roche fraîche dénudée et la formation de sols a dû se limiter aux bas de pentes et aux zones de diaclases, expliquant la faible ampleur des sols de ce Pluvial récent.

A. — DÉPOTS MARÉCAGEUX, GLACIS « RÉCENTS » ET SOLS BRUNS SONT LES TÉMOIGNAGES ENCORE EXTRÊMEMENT BIEN CONSERVÉS DE CE PLUVIAL.

Suivant les secteurs, on constate cependant des différences dans l'évolution morphologique :

1) *LE CARACTÈRE LE PLUS ORIGINAL EST L'ABONDANCE DES DÉPOTS MARÉCAGEUX*, prouvant la lenteur de l'écoulement et l'influence des nappes aquifères, conditions totalement différentes de celles qui règnent actuellement ! La permanence des nappes d'eau s'explique en partie par la présence partout d'alluvions perméables gorgées d'eau, mais le facteur thermique intervient certainement aussi pour diminuer l'évaporation. LES PSEUDO-GLEYS ARGILEUX ET GRIS qui recouvrent directement la terrasse graveleuse surtout à la bordure NO de l'Atakor, avant la phase de gélifraction contiennent des pollens d'une flore méditerranéenne à nuance assez fraîche et encore sèche : *Cedrus atlantica, Celtis Cf. australis,* pin d'Alep à In Ekker (A. PONS et P. QUEZEL 1957 a). De même dans l'O. Ansassarène sur les plateaux du NE, DES DIATOMITES INTERSTRATIFIÉES dans ces argiles grises, renferment une flore de Diatomées d'espèces caractéristiques d'eaux froides (*Cf.* p. 83). En altitude, à Tarhenanet, une coupe magnifique montre le passage continu de la terrasse graveleuse à un épisode éolien, puis l'arrivée progressive de conditions de plus en plus humides, permettant l'existence d'un MARAIS TOURBEUX autour duquel végétaient de très nombreuses Fougères et une flore méditerranéenne avec encore quelques espèces « pontiques » ayant survécu à la période sèche. Mais ces marais argileux ou tourbeux correspondent plus à un régime hydrologique qu'à une phase précise de ce Pluvial. En effet on les retrouve après la formation du glacis récent et la phase de gélifraction « moustérienne » dans l'O. Takacherouet. De même, dans l'O. Ametoul, au pied Sud de la Taessa, on observe un épais colluvionnement de limons noirâtres reposant sur une accumulation de blocs gélivés provenant des migmatites toutes proches. **Sur les bordures de l'Atakor, ces nappes d'eau ont pu exister, presque en permanence, jusqu'au Néolithique compris.** Ainsi, *au SE d'In Amguel dans l'O. Tekchouli* (ou In Tchouli), l'oued entaille une formation lacustre épaisse de près de 4 mètres et visible sur 1,5 km de longueur avec une parfaite horizontalité.

— A la base, on observe 50 cm de la partie supérieure d'une argile lacustre compacte, de couleur grise ou noire, contenant des débris de végétaux et même de petits fragments d'écorce.

— Puis sur près de 3 mètres, l'alluvionnement devient fluvio-lacustre, l'argile grise micacée alternant avec des lentilles de sables roses épaisses de quelques décimètres. Dans ces alluvions, M. MÉDINGER et moi-même, avons trouvé en place, à 2,4 et 0,8 mètres de profondeur, deux morceaux de poterie post-néolithique [1] dont un de grande taille (P. ROGNON 1960 a, p. 42-43). Au-dessus, la coupe se termine par 50-80 cm de limons bruns à petits gravillons représentant la terrasse limoneuse « récente », ici indubitablement post-néolithique. La présence, dans cette terrasse limoneuse de nombreuses empreintes de Coloquintes (P. ROGNON 1960 a, p. 43) indique que le climat devenait très sec et même aride. En effet la conservation de simples moulages de ces fruits par de la résine ayant agglutiné des particules fines, implique un enfouissement à une date très récente (époque historique) et un milieu de conservation très sec. Ici l'entaille de l'O. Tekchouli, profonde de 4 mètres, date à peine de quelques siècles.

Il y a donc eu une très longue période favorable à l'existence de nappes d'eau libre, sans qu'on puisse, dans l'Atakor, faire de distinction précise, faute d'emboitement des dépôts. Déjà H.J. HUGOT

1. Cette poterie, de facture très soignée (à engobe), n'est ni néolithique, ni actuelle, mais a été retrouvée dans des tombeaux datés du IIIe siècle environ après J.C. à Abalessa ou « préislamiques » à Silet. La fin de cet alluvionnement est donc probablement postérieure au début de l'ère chrétienne.

(1963, p. 161) remarquait que les pseudo-gleys d'In Ekker (O. Tin Tamat) ne pouvaient être contemporains de la terrasse noire ou grise qui contient des pièces atériennes à Meniet (N.O du Hoggar), mais comme le Levallois moustérien « n'est le plus souvent qu'un Atérien sans pédoncule » (p. 183) il est difficile de faire une distinction par des arguments préhistoriques.

2) *CETTE PÉRIODE HUMIDE ET FRAICHE A PERMIS LA FORMATION DE SOLS BRUNS, NOIRS OU GRIS* [1].

Les sols noirs ou gris de cette période sont même conservés sur les roches du socle des bordures de l'Atakor (en particulier dans la région d'Idelès et d'Hirafok) avec les mêmes caractères que sur les roches basaltiques. Il s'agit de sols peu épais (20 à 40 cm) de couleur sombre, toujours plus limoneux qu'argileux et contenant des quartz (1-4 mm) et de petits fragments de feldspaths. Les analyses thermiques différentielles sur la fraction fine non traitée de ces sols, indique toujours une abondante poussière de quartz, des produits ferrugineux ou de la matière organique si abondante qu'elle donne un énorme pic exothermique (Tedrouri, Taramaste, O. Tafedjak). Mais **l'analyse chimique** comparée de ce sol noir et de la roche mère sous-jacente marque une transformation chimique extrêmement réduite, comme sur les sols bruns basaltiques de même époque (analysés p. 193) :

Analyses C.R.P.G., Nancy	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	Perte au feu
Granite porphyroïde de Tifokraouine.....	71,8	13,1	3,1		0,06	0,4	1,2	2,8	5,3	0,4	1,1
Sol noir sur le granite de Tifokraouine.....	67,1	12,8	3,7	0,3	0,03	1,1	1,3	1,7	3,9	0,5	7,0
Granite de Taramaste (S. Taessa).....	65,9	15,3	4,7		0,12	1,6	3,8	3,4	3,4	0,9	0,9
Sol noir sur ce granite.	60,0	15,0	6,4	0,2	0,06	1,8	1,8	2,0	2,3	0,6	8,5

On peut y ajouter les analyses de quatre autres sols sur roches cristallophylliennes, sans référence à la roche mère, mais qui confirment l'importance des éléments les plus mobiles (MgO, CaO) qui caractérisent la composition des sols de ce Pluvial :

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	MnO	MgO	CaO	Na^2O	K^2O	TiO^2	Perte au feu
Sol gris sur granite (O. Aoufarène) (C.R.P.G., Nancy).....	56,2	14,6	10,8	0,02	1,4	2,6	1,4	2,6	0,5	12,0
Sol noir sur gneiss (Timesdelsine) (C.R.P.G., Nancy).....	54,5	16,2	6,9	0,08	1,9	3,10	1,3	1,8	0,7	12,7
Sol brun noir sur migmatites (O. Tafedjak) (C.R.P.G., Nancy).....	50,4	19,0	8,6	0,07	1,4	1,9	0,8	1,8	1,4	15,4
Sol noir sur gneiss au NE d'Hirafok (ORSTOM, Bondy).....	74,0	7,0	6,25	—	2,59	2,17	0,94	0,84	1,55	5,2

L'échantillon analysé à l'ORSTOM apparaît nettement plus siliceux mais la méthode utilisée permet de séparer la silice du quartz (54,1) et la silice des silicates (19,9 %), et de calculer les rapports SiO^2-R^2O^3 (3,06) et SiO^2-Al^2O^3 (4,78) qui sont particulièrement élevés et indiquent une très faible évolution chimique.

1. Dans sa thèse (1963, p. 29) H.J. Hugot situe « une industrie bien datée par des pédoncules atériens » dans les alluvions noires ou grises.

On retrouve les mêmes conclusions lorsqu'on étudie **les minéraux argileux** que renferme la fraction fine de ces sols. Ainsi pour l'échantillon prélevé au NE d'Hirafok et analysé par différentes méthodes au Laboratoire de Mlle S. CAILLIÈRE :

— L'A.T.D. indique de la montmorillonite, de l'illite et le petit crochet caractéristique du quartz (échantillon brut).
— Les rayons X montrent les raies extrêmement nettes de l'illite, et, un peu moins fortes, celles de la montmorillonite avec encore la raie du quartz.
— Enfin l'analyse thermopondérale permet d'évaluer la composition en minéraux argileux à environ 70 % d'illite et 30 % de montmorillonite.

C'est la différence essentielle dans l'altération de cette période, entre sols bruns sur basalte et sur roches du socle que confirment les nombreuses analyses effectuées au Laboratoire de géologie de Strasbourg :

1) Sur les roches du socle, les proportions d'illites et de montmorillonites sont fortes :

	Montmorillonite	Illite	Kalinite
— Timesdelsine sol brun sur gneiss	50 %	40 %	10 %
sol noir sur gneiss	50 %	40 %	10 %
— Takacherouet sol noir sur granite	30 %	70 %	tr.
— Tamenokalt, sol gris sur migmatites	50 %	40 %	10 %
— Tamanrasset sol gris sur migmatites	50 %	30 %	20 %
— Tekchouli, sol brun sur migmatites	40 %	50 %	10 %
— Tin Teganet, sol gris sur granite	30 %	50 %	20 %

2) Sur les basaltes :

	Montmorillonite	Illite	Kaolinite
— Itedjarnine (2 200 m)	100 %	tr.	tr.
— Amdjer (face Ouest, 2 000 m)	90 %	10 %	tr.
— Iherane (face Nord, 2 000 m)	60 %	20 %	20 %
— NO Tazrouk (face NE, 2 000 m)	90 %	10 %	tr.
— Ahounahamt (flanc Sud, 1 700 m)	80 %	10 %	10 %
— Idelès (bordure Nord, 1 450 m)	90 %	10 %	tr.
— Tin Founès (bordure Nord, 1 200 m)	80 %	10 %	10 %

Cette différence de composition en minéraux argileux apparaît donc de façon très systématique et montre que *la roche mère intervient pour diminuer l'énorme prépondérance de la montmorillonite constatée sur les basaltes, au profit d'une égalisation des pourcentages d'illite et de montmorillonite* [1]. De toute façon la proportion infime de kaolinite indique l'absence de lessivage et confirme les résultats des analyses chimiques. Les variations de coloration des sols indiquent simplement des différences de teneur en matières organiques (plus abondantes dans les sols noirs de Takacherouet ou Timesdelsine) ou de position par rapport à la nappe : les sols gris (Tin Teganet, Tamanrasset, Tamenokalt) occupent des positions basses et présentent la structure polyédrique de sols hydromorphes liés à un mauvais écoulement. Parfois on peut penser plutôt à ces sols gris de bordure désertique décrits par les Auteurs russes sous le nom de « sierozems », sur les franges méditerranéennes des déserts avec environ 150 mm de pluies ; leur couleur grise viendrait alors d'une pauvreté plus grande en matières organiques. **Tous ces sols s'expliquent en effet très bien dans le contexte d'un climat méditerranéen,** comme les sols bruns analysés sur les basaltes de la Koudia. On peut observer des sols bruns tout à fait semblables et épais de 20-30 cm, sur les granites de Kabylie ou les micaschistes de la forêt de Baïnem à l'Ouest d'Alger, dans un contexte de forêt typiquement méditerranéenne. J.H. DURAND (1954, p. 109) en a décrit sur un granite riche en bases dans la région de Nedroma et situe la zone favorable à ces sols entre les nuances semi-arides (Tiaret, Aïn Sefra, Sétif) et humide (Mascara, Médéa) du climat de l'Algérie [2]. Enfin, on peut citer les résultats obtenus par J.P. BAKKER qui considère que les illites, avec les chlorites,

1. Dans le colluvionnement de limons argileux du pseudo gley d'In Ekker, la proportion d'illite atteint même 70 %, avec 20 % de kaolinite et 10 % de montmorillonite dans un environnement cristallophyllien. Au contraire à Ansassarène, dans un contexte basaltique les limons d'Ansassarène contiennent 100 % de montmorillonite (Lab. Géol. Strasbourg).

2. Les sols noirs des bordures de l'Atakor font penser à des « tirs » liés à l'association d'Olea europea, Pistacia lentiscus et Chamaerops humilis, très voisine du contexte de Pin d'Alep et d'Oléa, mis en évidence par les analyses polliniques de A. PONS et P. QUEZEL (1957 a) ou à des sols de steppe du type tchernozium, avec 350-500 mm de pluies, dans un contexte continental (horizon noir à humus calcique, riche en illite et montmorillonite).

caractérisent les sols bruns à pH presque neutre et que l'association de l'illite avec la montmorillonite apparaît dans les sols d'Italie à nuance déjà humide, de maquis plus ou moins forestier.

Sur les bordures, la formation des sols n'a guère été pertubée par la période froide : on peut voir, sur de nombreuses coupes vers 1 400-1 500 mètres, un passage presque continu de la terrasse graveleuse à des limons sableux bruns, puis au sol noir limoneux typique, puis lentement à nouveau à des limons bruns sableux et au reg actuel. *La coupe la plus belle est sans doute celle de l'O. Tadjmert* (rive droite, au SO de l'Héchaguène), sur un versant exposé au Sud (fig. 146). Pourtant, dans les coupes

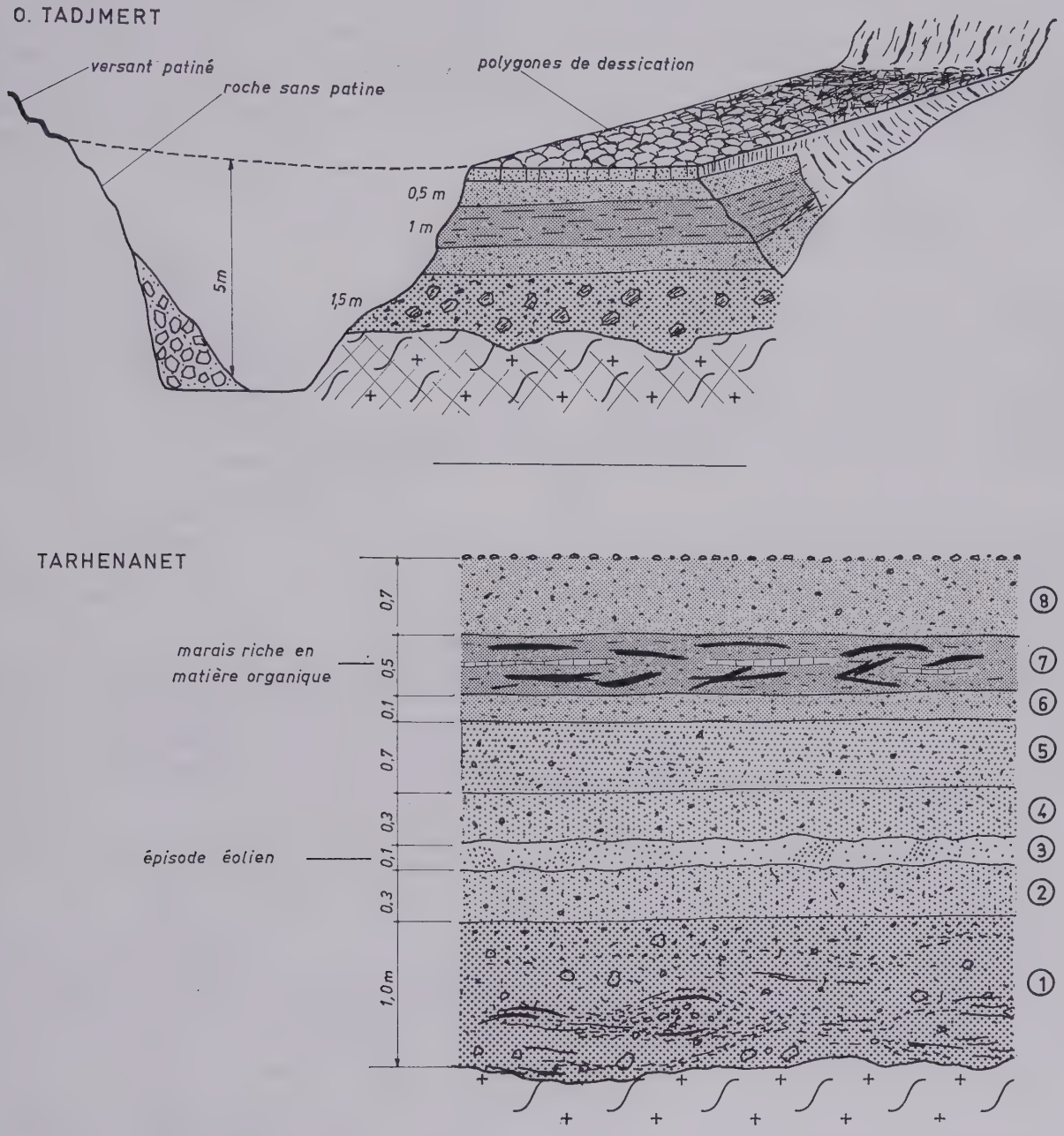


Fig. 146. — Coupes montrant le passage de la terrasse « moyenne » au Pluvial récent et à l'Actuel : Oued Tadjmert et Tarhenanet. 1 - les dépôts de la terrasse « moyenne » (graviers, quelques blocs, légers encroûtements ferrugineux) ; 2 - sables grossiers gris clair ; 3 - épidode éolien avec quelques stratifications dunaires ; 4 - sables grossiers ; 5 - sables et graviers ; 6 - limons sableux gris ; 7 - limons noirs avec matière organique (pollens) et légère accumulation calcaire (fond marécageux) ; 8 - limons bruns. En surface : un reg éolien (à Tarhenanet), ou une argile compacte avec effet de glaçage (O. Tadjmert).

d'In Ekker, d'In Amguel, ou de Takacherouet, les pseudo-gleys sont recouverts par une nappe de quartz gélivés et à Takacherouet, Ametoul ou Tidjilgaouine, la formation de limons gris ou noirs recouvre ensuite cette nappe de petits blocs anguleux. Il y a donc eu, même sur la bordure, une phase de gélifraction sans doute courte, mais intense qui s'est attaquée aux roches très gélives (quartz) et non altérés pédologiquement.

Or, si l'on s'élève en altitude, surtout sur la face Est, on s'aperçoit qu'à 1 700-1 800 *mètres, les sols gris ou bruns ont été perturbés par une intense solifluction :* O. Tin Aléo, Sud Aokassit (fig. 9). Cette solifluction, liée à la neige survenant sur un sol déjà formé, tend à s'accroître en altitude et de très nombreux versants entourant les sommets ont encore été remodelés au dernier Pluvial. Cette solifluction est facilement reconnaissable car elle affecte surtout des plaquettes de phonolite de petite taille (Assekrem). Là où les éléments fins n'étaient pas suffisants, on passe à des pierriers de petits blocs (10 à 15 cm) comme au Nord du Tahat. Il est indéniable que cette gélifraction et cette solifluction ont été en relation avec la dernière période de réinstallation des névés, la période de « Tin Tebarert » à l'Ilamane. Ces névés ont construit de petites moraines de névés, mais ont eu une extension et une durée certainement très limitées.

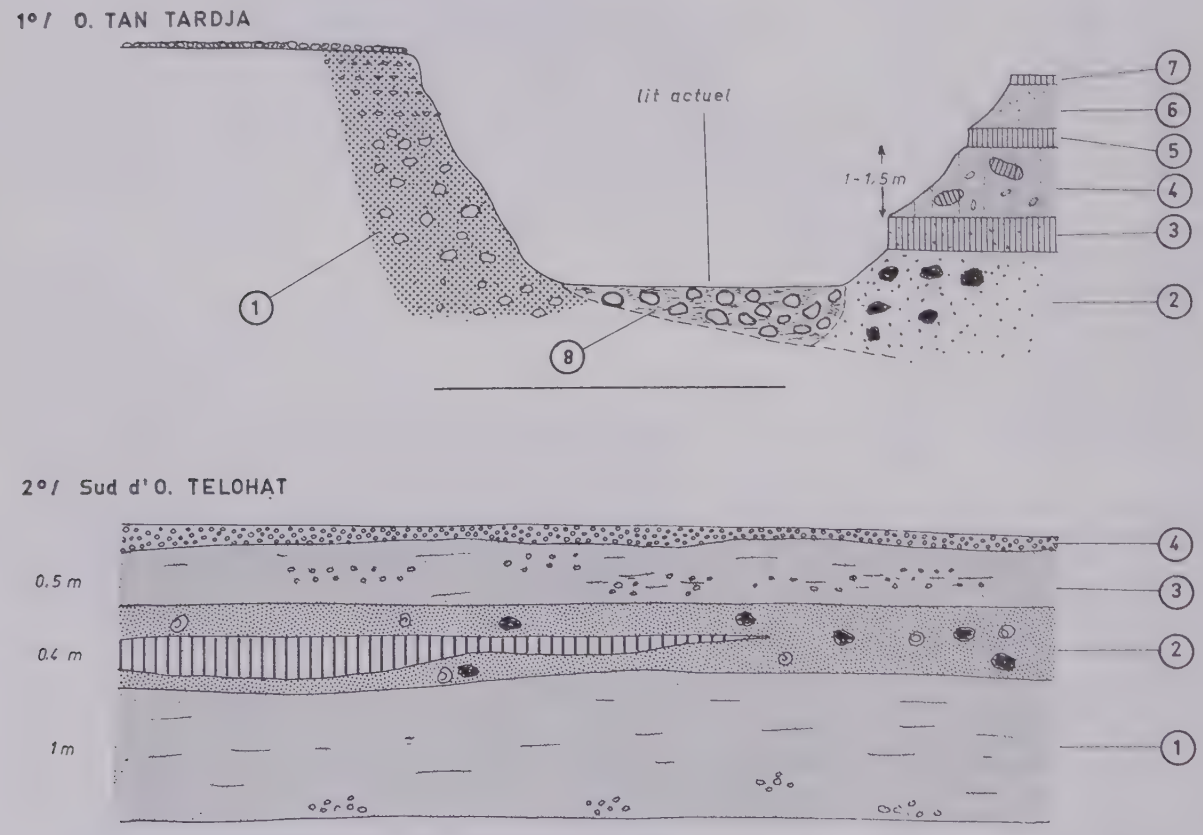


Fig. 147. — Les accumulations calcaires à l'Est d'Idelès. En haut, dans l'O. Tan Tardja : 1 - terrasse « moyenne » ; 2 - sables granitiques renfermant quelques blocs de basalte ; 3 - encroûtement calcaire inférieur, dépourvu de Mollusques ; 4 - limons gris calcaires avec blocs détritiques de l'encroûtement inférieur et Mollusques ; 5 - second encroûtement avec espèces de Mollusques très petites ; 6 - limons gris peu consolidés avec Mollusques ; 7 - très mince encroûtement final ; 8 - alluvions de l'oued actuel. En bas, au Sud de l'Oued Telohat : 1 - limons sableux avec quelques graviers ; 2 - limons noirs très humifères avec Mollusques et début de concentration de calcaire tendre « farineux » ; 3 - limons bruns avec quelques graviers ; 4 - concentration d'un reg de graviers en surface.

On peut penser également que cette phase froide a entraîné, au moins en altitude, *un lessivage plus poussé des sols bruns*. C'est à ce moment sans doute, que se place la formation de l'orstein de Tedrouri dans une cuvette entièrement granitique [1]. En effet, ce granite très pauvre en éléments

1. Cette observation n'est pas unique. On retrouve par exemple, un encroûtement ferrugineux à la base du sol gris de l'O. Tin Aléo sur les gneiss de la Tazoulet (fig. 9).

basiques était incapable de saturer un humus acide produit par la décomposition des végétaux ralentie par le froid, ce qui expliquerait cette notable migration du fer. L'argile du sol gris-brun qui surmonte le niveau ferreux renfermerait de l'illite et de la kaolinite (A.T.D. seulement), ce qui indiquerait un certain lessivage. Mais on n'observe pas d'horizon décoloré comme dans un sol podzolique. Sur les basaltes, plus riches en bases, cette évolution a été freinée, mais on remarque parfois sur des sols bruns récents dans la Koudia, des taches ou des concrétions ferrugineuses à la base du profil.

Au contraire, sur les bordures de l'Atakor, on constate parfois l'accumulation de carbonates de chaux vers la base des profils de sols bruns ou dans les colluvionnements marécageux de bas de pente. Le plus bel exemple de concentration de ce type est fourni par une coupe sur un affluent Sud de l'O. Telohat, examinée en compagnie de R. Capot-Rey (Pl. XXX, fig. 3 et fig. 147). Cette accumulation de calcaire tendre et blanchâtre paraît être une formation pédologique au niveau des racines, suivant le processus décrit par J. Boulaine (1958, en particulier photos 5 et 6) dans des sols bruns de l'Algérie centrale. « Les remaniements postérieurs du calcaire transforment parfois cet horizon en une carapace calcaire méditerranéenne » (p. 15), mais on n'observe pas de croûte calcaire d'origine pédologique à partir de ces sols, dans l'Atakor [1]. Pourtant, des accumulations carbonatées, lacustres ou phréatiques, apportent un précieux témoignage sur l'ampleur de la mobilisation du calcaire lors de cette période froide.

3) *L'IMPORTANCE DE LA MIGRATION DU CALCAIRE DURANT LE PLUVIAL.*

Étant donné l'extrême lenteur de l'écoulement dans les fonds de vallées marécageux de cette période, le calcaire dissous provenant des sols par lessivage oblique a eu tendance à s'accumuler dans les nappes d'eau envahies de végétation aquatique. Dans la Koudia (O. Tahessa), l'accumulation de calcaire autour de tiges de Roseaux, restées verticales, atteint plus de 2,5 mètres d'épaisseur (*Cf.* p. 217) et prouve l'ampleur et la longue durée de ce phénomène. Mais les dépôts les plus importants s'observent au voisinage des massifs de basalte récent des bordures et, en particulier, dans le Manzaz exposé aux influences « méditerranéennes » (P. Rognon, 1961 c). L'épanchement des coulées ayant surtout été important lors de la construction de la terrasse moyenne, tous ces basaltes étaient encore très frais lorsque apparaît le Pluvial récent.

L'accumulation du calcaire s'est faite en plusieurs phases qui peuvent être particulièrement bien étudiées **le long du petit O. Tan Tardja** (à 4 km à l'Est d'Idelès) qui s'encaisse rapidement d'une vingtaine de mètres dans les plateaux basaltiques avant de rejoindre l'O. Tezaït. Dans les coupes, on distingue (fig. 147) une accumulation de sables granitiques (renfermant quelques blocs de basalte), qui semble emboîtée en contrebas de la terrasse « moyenne » :

— Sur 20-30 cm un ciment calcaire noirâtre très dur enrobe les sables et souligne les petites strates subhorizontales des alluvions. Cet encroûtement compact ne contient pas de coquilles de Mollusques et doit être interprété comme une accumulation au toit d'une nappe phréatique variable, dans un vallon creusé dans la terrasse « moyenne » et sous un climat encore subaride.

— Puis on observe 1-1,5 mètre de calcaire gris clair, très friable et dépourvu de stratifications. Cette boue calcaire contient de petits graviers et des sables de basalte et granite isolés, et surtout des coquilles de Mollusques de 2-3 cm de diamètre parfois (en particulier *Rumina decollata* var. *saharica)*. On remarque parfois, emballés dans cette boue calcaire gris clair, des blocs de l'encroûtement noirâtre sous-jacent qui devait être localement érodé. Mais la bonne conservation de coquilles aussi fragiles dans ce matériel prouve que la sédimentation devait être très calme dans l'ensemble et s'effectuait au fond d'une nappe d'eau libre ou marécageuse. Cette boue est formée, d'après une analyse du Service de la Carte géologique de l'Algérie, de carbonates de chaux et de magnésium (dolomie) et le milieu basique sursaturé qu'implique ce dépôt, devait être assez peu différent de celui du Chott Chergui, étudié par G. Millot (1949, p. 222) et où règne encore une très forte évaporation. L'argile contenue dans des limons gris est une montmorillonite pure (100 %, analyse Lab. Géol., Strasbourg) et on peut émettre ici également l'hypothèse d'une néoformation. Il faut remarquer que les sols avoisinants étant très riches en montmorillonite, il est cependant difficile de faire la part des minéraux argileux allogènes.

— Au-dessus, on observe un second encroûtement dur, grisâtre, moulant des trous verticaux ayant parfois 5 cm de diamètre (anciens troncs d'arbres ?), s'étirant également en concrétions torsadées ou épousant des formes de roseaux ou de branches. Les Mollusques y sont très rares et sont

1. On ne rencontre pas non plus d'accumulation de gypse ou de sels (solontchak, croûtes gypseuses) car les roches mères sont presque dépourvues de chlorures et de sulfates. Les analyses de sels solubles effectuées par la SOGETEC sur les bordures Sud et Ouest ont montré que les alluvions en étaient pratiquement dépourvues.

représentés par des espèces naines (2-3 mm) d'*Hyalinia, Vallonia,* etc. L'épaisseur de ce banc est faible (20-30 cm) et il doit s'agir de la phase d'exondation de l'ancien marais colonisé par la végétation et durci en surface par un remaniement des carbonates en contact avec l'air.

— Puis l'aspect change nettement. On passe à un limon gris ou brun, parfois franchement noir et plus ou moins pulvérulent. Ces alluvions très fines renferment des espèces de Mollusques très variées et de taille moyenne. L'analyse révèle, dans ce limon gris, la présence de dolomie avec début de formation d'une ankérite, c'est-à-dire de fer ferreux dans une lagune sursaturée (M. Juston, Directeur adjoint du Lab. du Serv. Carte Géol. d'Algérie). Cette période, sans doute très courte où le fer a été mobilisé, marque probablement le maximum de l'humidité de ce Pluvial.

— Au-dessus, la concentration du calcaire contenu dans ces limons gris a donné naissance à un nouvel encroûtement de 10-20 cm, traversé de fentes polygonales remplies de limons gris. Parfois, ce niveau dur a modelé des vasques (anciennes mares ?) ou même le lit mineur de l'ancien oued, aujourd'hui perché à 1 ou 2 mètres par suite de l'entaille de l'oued. Cet ancien lit ressemble tout à fait à une « seguia » cimentée et on en connaît d'autres exemples dans la Tahalra (Silet, Abalessa). Mais ces lits encroûtés présentent des anastomoses et des digitations qui ne laissent aucun doute sur leur origine naturelle (et non proto-historique). Ce calcaire des encroûtements supérieurs contient encore quelques espèces naines de Mollusques (Planorbes, Limnées, Succinées) et paraît s'être formé à la manière des sources pétrifiantes, à l'air libre, comme si, lors de la récession aride, les eaux encore calcaires avaient incrusté les bords des mares et les lits indécis de l'oued dans sa phase ultime d'écoulement plus ou moins continu [1]. Depuis, le creusement sur 1 à 3 mètres, en pleine phase aride, a mis fin à cette longue période de stabilité des thalwegs et d'accumulation chimique.

La présence d'un certain nombre de Mollusques dans les dépots calcaires permet de préciser davantage le milieu de sédimentation, grâce à l'extrême obligeance du Dr Llabador (1961) qui a procédé à l'étude détaillée des récoltes que j'avais faites dans l'O. Tan Tardja :

1) **On remarque, parmi ces espèces, un grand nombre d'hygrophiles** vivant sur les bords des marécages : en particulier les *Hyalinia* se tenant sous les herbes et sous la mousse, *Succinea Pfeifferi* Rossmassler, vivant sur les tiges de plantes aquatiques et ne s'éloignant jamais de l'eau, *Planorbis Aucapitainei* Bourguignat type et *minor,* vivant au milieu des plantes aquatiques d'eaux calmes et dormantes, *Vallonia pulchella* Muller, vivant à la périphérie des marais, des eaux calmes, dans les prairies humides. Quelques espèces sont plus xérophiles comme *Helicella (Polytrichia) hoggarensis,* Pallary, xérophile de station sèche ou *Rumina decollata,* Linné var. *saharica* (Debeaux) qui s'enfonce dans la terre pendant les périodes de sécheresse. Dans l'ensemble cette faune malacologique indique des nappes d'eau quasi permanentes subsistant même après la période des pluies et entourées d'une abondante végétation au moins herbacée.

2) **Sur plus de 300 Mollusques analysés (309), les espèces à affinités paléoarctiques ou méditerranéennes l'emportent de très loin** (93 %) : 42 *Hyalinia,* 23 *Vallonia,* 60 *Succineidae* et surtout 153 *Bullinus (B. contortus* Michaud et *B. contortus forma Dybowskii,* Fischer). Au contraire, les espèces locales et sahariennes ne comprennent que 5 *Helicella* et 4 *Rumina* et les espèces à affinités méridionales, 7 *Limnaeidae* (*L. truncatula* Muller et *L. Caillaudi,* Bourguignat) et 14 *Planorbes.* Ce résultat est encore plus net que celui obtenu par P. Jodot (1958) à Silet dans un niveau argileux grisâtre très semblable qui renferme 64 % d'espèces méditerranéennes (*Isidora, Vallonia)* et 35 % d'espèces éthiopiennes souvent naines. Ces différences peuvent être dues à l'orientation différente (Silet est orienté vers le SE) et surtout à l'appartenance à des systèmes hydrographiques différents (Silet se trouve sur le bassin du Tanezrouft et Idelès sur celui de l'Igharghar Nord). Cette propagation vers le Sud d'espèces à affinités septentrionales rejoint les observations faites à propos de la flore mais aussi précise le contexte « méditerranéen » de ces marécages à sédimentation calcaire.

3) **Enfin l'une de ces espèces,** *Vallonia pulchella* Muller **n'est connue en Afrique du Nord qu'à l'état fossile** (Geryville, Djelfa et Sahara central : Imarera, Imegha). De même *Hyalinia oxychilus Djelfaensis* n'est connue que dans un gisement de Djelfa et présente, dans l'O. Tan Tardja, des caractères spécifiques qui ont conduit le Dr Llabador à en faire une variété *Idelensis.* Cette indication implique une certaine ancienneté de ces lacs calcaires. Celle-ci vient d'être précisée par deux datations absolues (G. Delibrias et P. Dutil, 1966) sur des formations calcaires semblables à 5 km à l'Ouest d'Hirafok (8380 ± 300 ans avant l'Actuel) et à 5 km au SE de Tamanrasset (11 580 ± 350 ans

1. Là où existent encore des résurgences de nappe à écoulement continu (par exemple en aval d'Idjef Mélène), on voit le phénomène se poursuivre dans des mares sursaturées actuelles.

avant l'Actuel), c'est-à-dire à l'époque atérienne datée par les Préhistoriens d'environ 12 000. Mais je suis en complet désaccord avec G. Delibrias et P. Dutil sur l'interprétation de ces deux datations qui, selon eux, confirmerait « les idées sur l'extension régulière vers le Nord du climat subtropical de l'époque atérienne » (p. 57). Toute l'analyse que nous venons de faire des vestiges de ce Pluvial prouve au contraire l'influence d'un climat à pluies de saison froide.

Les témoignages de sédimentation calcaire de cette époque sont fréquents dans l'Atakor [1]. Dans la coupe à 5 km au SE de Tamanrasset, *dans l'O. Inzouène* (P. Rognon, 1960 a, p. 34-35), une dalle de calcaire gris, formée de plusieurs encroûtements successifs séparés par un calcaire plus tendre, atteint 1 mètre d'épaisseur. Elle repose directement sur la terrasse « moyenne » et contient de nombreuses coquilles et des traces de Roseaux. Mais au-dessus on observe 20 cm de limons bruns sableux surmontés par une mince croûte calcaire (2 à 3 cm) qui semble due à une évolution pédologique dans un sol brun sur roche mère calcaire (constituée par le calcaire « lacustre » sous-jacent). Il y a donc eu une légère remobilisation du calcaire après la fin de la période la plus humide, soit dans un sol, soit également, par le ruissellement. *Cette remise en mouvement par le ruissellement est bien visible dans un petit affluent de l'O. Istène* (à l'Est d'Idelès) où d'importantes accumulations de carbonates de calcium contenant des Mollusques (P. Rognon, 1961 c, photo I) ont été reprises partiellement et déposées à l'aval. Tout le long de ce petit oued (500 mètres), on rencontre des vasques étagées, puis une cascade, haute de 8-10 mètres, encroûtée sur 0,5 à 1 mètre d'épaisseur à la manière d'une source pétrifiante (P. Rognon, 1961 c, photo II). Il s'agit d'une formation alluviale, postérieure à l'accumulation lacustre et contemporaine de la phase d'assèchement progressif post-pluviale qui a dû durer jusqu'à la fin du Néolithique. Cet encroûtement continu tapissant un fond de vallée sur des centaines de mètres est indiscutablement lié à une phase d'écoulement encore très lent, dans un fond de vallée tapissé de mousse et d'herbes aquatiques qui ont délimité ces vasques successives où l'eau stagnait et était soumise à une intense évaporation. Ce type de dépôt fait penser au mécanisme proposé par J.H. Durand pour expliquer les croûtes « zonaires », mais ici il n'y a pas de disposition rubanée et le dépôt n'est pas dû à un ruissellement de versant, mais à un écoulement concentré à l'aval d'une grosse source dont les eaux étaient surchargées en calcaire.

En effet, le dernier témoignage de cette mobilisation du calcaire est fourni par *l'accumulation de travertins à la sortie de grosses sources* qui prouvent une circulation d'eau importante à cette époque, dans les nappes aquifères intra-basaltiques. Le plus bel exemple se trouve à environ 5 km en aval d'Idelès, sur la rive droite de l'O. Idelès où ces travertins atteignent près de 10 mètres d'épaisseur et de largeur et une cinquantaine de mètres de longueur, à l'exutoire de la nappe phréatique des basaltes, en amont du seuil granitique du Taderaze. Ces travertins, contenant beaucoup de traces de végétaux, proviennent d'une grotte de 4-5 mètres de profondeur à la base des basaltes, qui devait être une très grosse résurgence à l'époque du Pluvial récent, située à 10-12 mètres au-dessus de l'O. Idelès. D'autres exemples de ce genre pourraient être cités, par exemple sur la rive gauche de l'O. Idelès, au niveau de Tin Founès où la résurgence des eaux infiltrées dans le NE du Manzaz a alimenté de très vastes marais carbonatés encore conservés sur de grandes surfaces. R. Maire (1940, III, p. 290) avait déjà signalé les imposants travertins d'Issakarassène à l'aval des volcans récents du flanc Nord de la Koudia et y voyait la preuve que des eaux abondantes avaient circulé « pendant un temps considérable étant donné la pauvreté en calcaire des roches de la région ».

CONCLUSION

La présence de ces grosses sources et de ces nappes aquifères totalement taries à l'heure actuelle, prouve l'importance de l'humidité et des pluies à cette époque « atérienne ». Mais le dépôt rapide des carbonates dans des nappes d'eau lors du Pluvial, ou directement dans le lit des oueds ensuite, indique une évaporation très forte et l'existence d'une période sèche mais insuffisante pour assécher les lacs et les marais. Cette relative brièveté de la saison sèche et l'existence de grosses sources viennent s'ajouter à la durée notable des perturbations d'origine « océanique » constatée pour ces périodes pluviales froides et devaient aboutir à une grande égalisation des débits hydrologiques à l'opposé des crues brutales actuelles. Toute la période pluviale est en effet caractérisée par des écoulements très lents, avec, partout, des nappes d'eau pérennes. Sur l'O. Inzouène, on peut suivre toute la « séquence » de ce Pluvial avec

1. Et même dans d'autres régions à l'aval des massifs volcaniques. R. Maire (1940, III, p. 291) signale à Timenaïne, entre le Manzaz et Amguid, une accumulation de limons gris très fins, pulvérulents, contenant d'innombrables coquilles de *Melania tuberculata* qu'il interprète comme un fond de mare permanente. Au-dessus viennent des sables sans coquilles, puis un mince banc de travertin à empreintes de racines et de roseaux, avant le creusement actuel de l'oued qui atteint 2 mètres le long de la coupe. Cette succession est tout à fait semblable à celle de l'O. Tan Tardja.

passage d'une simple nappe phréatique variable à la fin de la période de la terrasse « moyenne » à une étendue lacustre (dalle calcaire), puis à une accumulation limoneuse, avant la disparition des eaux superficielles et le brutal creusement par les crues actuelles. Cet étonnant régime hydrologique était favorisé dans l'Atakor, non seulement par des pluies plus abondantes qu'ailleurs au Hoggar, mais aussi par ces sources « vauclusiennes » sur les bordures et par la fonte des neiges en montagne. On constate à cette époque un arrêt complet du creusement et même de l'alluvionnement qui se limite à des apports chimiques (carbonates, silice pour les Diatomées d'Ansassarène) ou limoneux (pseudo-gley, marais à limons noirs). Cet équilibre tient donc aussi à la stabilité des pentes due à une abondante végétation étudiée par A. Pons et P. Quezel (1956, 1957 et 1958) et par P. Quezel et C. Martinez (1958-59) et aussi à l'immunité des reliefs rocheux patinés à l'époque subaride de la terrasse « moyenne ».

4) *CE PLUVIAL A ÉTÉ MARQUÉ PAR UN ARRÊT PLUS OU MOINS LONG DU CREUSEMENT LINÉAIRE.*

L'étude d'un très grand nombre de coupes de cette séquence du Pluvial récent montre un comportement extrêmement anarchique de l'érosion linéaire et du développement du glacis « récent » qui lui est lié. Dans certains secteurs isolés il n'y a pas eu de creusement, ni d'érosion aréolaire depuis l'époque de la terrasse « moyenne » jusqu'à l'heure actuelle. Souvent, ce creusement se place entre les dépôts du Pluvial récent et la terrasse « récente » limoneuse, mais parfois le creusement et le glacis récent se sont déjà développés avant le Pluvial et le sol brun repose sur le glacis récent. Il en est de même pour l'alluvionnement de blocs qui vient parfois en « concordance » sur la terrasse « moyenne » comme à Tin Founès où 1-1,5 mètre de galets assez émoussés reposent sur la terrasse, avant une période de creusement intense de 12-15 mètres jusqu'à la terrasse « récente » (fig. 142). Mais ailleurs, cet alluvionnement est emboîté dans la terrasse « moyenne » et surmonté par les limons récents.

Cependant, partout, une phase d'équilibre très nette a existé, mais certainement à des époques légèrement différentes. En effet, les facteurs de différenciation sont très nombreux, même sur de courtes distances et l'on soupçonne, lors de ce Pluvial, de grandes variétés dans les conditions biogéographiques :

— L'O. Aharouah, au pied du Tesserlite, en position de suralimentation neigeuse, au bas d'un versant de 400 mètres formé de roches très gélives est resté, en quasi-permanence, un torrent surchargé charriant des blocs. Au contraire, sur le flanc Nord des grands trapps la fonte plus lente de la neige ou un tapis végétal plus dense ont fait prédominer un régime d'écoulement lent, avec accumulation de limons bruns dans les thalwegs.

— D'autres oueds ont connu une très longue stabilité mais, sur la bordure Nord, la sédimentation carbonatée a été beaucoup plus continue (O. Tan Tardja) qu'au Sud où la dalle calcaire de l'O. Inzouène se divise en une série d'encroûtements dus à des périodes probables d'exondations successives.

— Un certain nombre de captures sur les bordures correspondent à un décalage dans l'activité érosive entre les grands oueds venant de la Koudia, qui ont gardé plus tardivement ce régime d'écoulement lent et de marécages, et les petits oueds locaux qui ravinaient déjà les formations meubles grâce à un régime plus contrasté. Au cours de ce Pluvial par exemple, s'est faite la capture de l'O. Inefsaouine aux dépens de l'O. Téhénoudi, au NE de l'Aheleheg (P. Rognon, 1960 a, p. 44-46) : un petit oued, en remontant par érosion régressive le long d'une bande de gneiss altérés longue d'1 km, a réussi à détourner l'O. Inefsaouine vers l'O. In Dalèdje et a réalisé ainsi une réadaptation aux lignes structurales grâce à un débit plus important lors du Pluvial « atérien » (et non pas néolithique comme je l'avais écrit en 1960). Son entaille, profonde de 12-15 mètres, s'est produite en effet après la terrasse « moyenne » qui suit les anciens tracés et avant la terrasse limoneuse « récente », présente dans la gorge de capture. Cette capture s'est faite à la faveur du Pluvial, comme celle de l'O. In Efgoret, capturant un tronçon de l'O. Ilamane au profit de l'O. Iheri durant le Pluvial antérieur à la terrasse « moyenne ».

Cette diversité de comportement entre les différents oueds du massif caractérise les phases pluviales où les conditions d'exposition, de manteau végétal, de possibilité d'infiltration, etc. sont intervenues pour créer des conditions locales bien définies. Peut-être ont-elles été plus sensibles lors de ce Pluvial « récent » où le manteau végétal était déjà appauvri et les conditions climatiques plus instables que lors des Pluviaux frais antérieurs. Avec la phase récente d'assèchement du climat, on retrouve une évolution morphologique beaucoup plus uniforme, comme lors de la période de la terrasse « moyenne ».

B. — L'ÉTABLISSEMENT PROGRESSIF DES CONDITIONS ACTUELLES.

Presque partout on constate une reprise de l'érosion linéaire récente, puis une très courte période de formation de la terrasse limoneuse récente et enfin l'incision généralisée qui caractérise la période actuelle. Cette terrasse limoneuse brune occupe des surfaces extrêmement réduites, hors de proportion avec le rôle qu'elle joue comme unique terre cultivable pour les centres de cultures. Il s'agit plus généralement d'un limon sableux qui peut contenir environ 30-40 % d'éléments inférieurs à 0,02 mm (39 %

par exemple pour la terrasse récente de l'O. Tafedjak). J. Dubief (1953, p. 422) avait bien noté qu'à Tamanrasset, la vitesse d'infiltration de l'eau dans cette terrasse récente était seulement de 0,06 mm/s contre 0,25 dans les sables du lit actuel de l'oued. Si l'on étudie la fraction argileuse de ces limons, dans de petits bassins entourés de roches cristallophylliennes d'une part, basaltiques de l'autre, on trouve exactement les mêmes différences qu'entre les minéraux argileux des sols bruns du Pluvial récent :

Limons bruns	Montmorillonite	Illite	Kaolinite
1) sur un oued issu de roches basaltiques			
In Zouzame (2 200 m)	100 %	—	—
Tafedjak aval (1 300 m)	70 %	20 %	10 %
Idelès (1 450 m)	70 %	20 %	10 %
2) sur un oued issu de roches du socle			
O. Tadadine (Est Aheleheg)	30 %	60 %	10 %
O. Zazir	20 %	60 %	20 %
Ouksem	40 %	50 %	10 %

Cette concordance semble prouver que ces limons découlent directement de l'érosion progressive des sols du dernier Pluvial, ce qui est logique puisque tous les sols antérieurs avaient pratiquement disparu lors de la phase sèche précédente.

Le dépot de ces éléments fins le long d'oueds a pente forte est assez étonnant, surtout sous un climat qui devait déja être subdésertique. Mais cette terrasse s'explique par l'observation de très rares tronçons (O. In Daledje près de l'Hassi Izernène, O. Tessekinte au débouché dans la plaine d'Amensalane) où la terrasse limoneuse, protégée par des Tamaris et un tapis d'herbes drues et denses fait encore figure de lit d'inondation temporaire, nettement séparé du lit mineur sableux. On pense aussitôt à une comparaison avec les « koris » de l'Aïr où la crue d'été colmate en limons un lit majeur occupé par la forêt galerie tandis que le transport des sables se cantonne dans un vrai lit mineur. On peut se demander si les cultivateurs de l'Atakor, en défrichant ces anciens lits d'inondation n'ont pas activé leur transformation en terrasse et leur rapide destruction par des crues rendues plus violentes. Dans les vallons évasés et très courts, on peut invoquer d'autres éléments de comparaison :

— *L'Adrar des Iforas* où E.F. Gautier (1907) a décrit des plaines herbeuses et boisées remplies d'alluvions limoneuses où la surface est « annuellement recrépie de boue neuve par les eaux de ruissellement avançant en nappe mince, pelliculaire, très languissamment progressive et vite absorbée par la masse des alluvions ». « Un pareil oued n'érode pas et ne peut charrier que du limon », malgré le caractère orageux des précipitations actuelles.

— *Dans la cuvette de Guercif* où tombent 192 mm de pluies orageuses à maximum de printemps, qui ne donnent lieu qu'à un ruissellement diffus capable seulement de déplacer des limons « décapés ici et accumulés ailleurs » (R. Raynal, 1961, p. 571).

Ces comparaisons montrent qu'**en région déjà très sèche, l'existence d'une végétation importante dans les fonds de vallées peut s'opposer au caractère torrentiel des écoulements, même quand les versants perdent leur manteau protecteur.** Le retour à la sécheresse semble avoir eu des effets moins catastrophiques que lors de la période sèche antérieure parce que le manteau d'altération était bien moins important, mais sans doute aussi parce que les espèces végétales, mieux adaptées à la sécheresse (avec même des endémiques comme l'Olivier de Laperrine) ont résisté plus longtemps, surtout dans les fonds de vallées. L'étude pollinique d'un guano fossile de la Taessa montre qu'il y a seulement 4690 ± 300 ans (datation C_{14}), une garrigue claire d'Érica et Pistacia subsistait, avec encore quelques Frênes et Tilleuls vers 2 000 mètres d'altitude (A. Pons et P. Quezel 1958) et L. Lavauden qui découvrit les cyprès du Tassili *(C.R.S. Ac. Sc., fév.* 1926) pense qu'à une époque qui n'excède pas le XVIII[e] siècle, une véritable forêt de Cyprès s'étendait sur le versant méridional du Tassili des Ajjer [1]. Cette construction de la terrasse « récente » à partir des limons arrachés aux anciens sols ne date donc guère de plus d'un ou deux millénaires au maximum.

Cette impression est confirmée par quelques arguments préhistoriques comme la découverte de ces poteries postérieures à l'ère chrétienne dans les limons bruns de l'O. Tekchouli (*Cf.* p. 514) ou celle de débris de poterie « des premiers monuments » (époque garamantique ?) dans un niveau de cendres antérieur à la terrasse récente du haut O. In Daledje (*Cf.* p. 214). Ces poteries atteignent

1. Dans l'Atakor même, P. Quezel signale à l'Est de Tazrouk un cyprès mort depuis un siècle environ, à 1 100 mètres d'altitude, dans une zone où poussent actuellement des Tamarix aphylla (*Bull. L. Sah. n° 17, p.* 109).

un degré de perfection (cuisson parfaite, argile lissée à l'estec, poterie à engobe) « qui permet de les reconnaître entre toutes » (H.J. Hugot 1963, p. 146) et qui n'est plus néolithique. Elles représenteraient la civilisation des pasteurs pré-islamiques, bâtisseurs des tombeaux mégalithiques et dateraient donc la terrasse où elles sont incorporées, de l'époque postnéolithique. **La terrasse récente s'est donc formée en pleine période historique** (P. Rognon 1962 a, p. 60).

Une fois les limons arrachés aux versants et la végétation appauvrie même dans les fonds de vallées, les oueds ont pu reprendre leur creusement qui est aujourd'hui général dans toutes les vallées. Certaines entailles s'ouvrent presque sous nos yeux : ainsi le bras de l'O. Idelès qui passe devant l'École était encore un lit d'inondation limoneux densément occupé par les typhas il y a une cinquantaine d'années, là où passent aujourd'hui des crues brutales charriant de gros blocs. Les exemples de cette reprise d'érosion subactuelle abondent dans l'Atakor. Le cas de l'O. Tekchouli est particulièrement frappant car cette reprise d'érosion s'y effectue simultanément sur deux grands bras dus à l'ancienne indécision du drainage à la sortie de la montagne. Dans ce secteur qui avait été occupé par des étendues marécageuses pendant le Pluvial et jusqu'à l'époque historique, on assiste à l'enfoncement de ces deux longues tranchées profondes de 3 à 4 mètres et longues de plusieurs kilomètres chacune.

Ce comportement morphologique à la fin de ce Pluvial est très différent avec ces formes de dissection subactuelles, de celui de la fin du Pluvial antérieur, caractérisé par les formes d'ennoyage de la terrasse « moyenne ». Doit-on émettre l'hypothèse que cette dissection n'est pas d'origine climatique mais liée à une déformation tectonique subactuelle, en rapport avec le volcanisme très récent ? En fait, ce creusement est trop généralisé alors que les déformations les plus récentes sont localisées au flanc Nord et au SO et une cause climatique paraît bien plus probable. En effet, tandis que dans l'Atakor la végétation s'éteint très lentement jusqu'à nos jours, avec un rythme d'activité qui n'est plus méditerranéen, on note une coupure plus brutale dans les plaines du pourtour qui rappelle l'évolution observée lors de la phase sèche de la fin du Paléolithique inférieur :

1) **A Tihodaïne,** au-dessus des dépôts lacustres calcareux attribués à l'Atérien, on constate une remise en mouvement des sables avec formation de dunes plus récentes entre lesquelles on observe des dépôts très localisés de limons humifères noirâtres qui seraient associés à de la poterie néolithique. Puis le tout a été recouvert par des dunes actuelles aux crêtes aiguës. C. Arambourg et L. Balout (1955) signalent que les foyers néolithiques de Tihodaïne renferment de la poterie ornementée et des ossements de Rhinocéros blanc « animaux particulièrement exigeants en matière de subsistance et d'humidité ». Comme lors du Paléolithique inférieur, on retrouve donc à Tihodaïne une phase de remise en marche des sables entre le retrait de la végétation « méditerranéenne » qui devait entourer le lac atérien et l'arrivée d'une flore de marécages accompagnant la faune tropicale du Néolithique. *Cette première phase sèche, sensible sur la périphérie du Hoggar n'apparaît guère en montagne où le creusement s'affirme surtout après le Néolithique.*

2) En de nombreux points, ce Néolithique a un caractère nettement chaud. **A Meniet,** H.J. Hugot a trouvé dans des cendres pulvérulentes, à la fois des poteries néolithiques et des hameçons et harpons de pêcheurs associés à une faune tropicale *(Crocodilus niloticus, Gazella, Omoiceras antiquus)* et des graines de plantes méditerranéennes xérophiles *(Celtis australis, Ziziphus Lotus)*, autour de marécages à Roseaux. **A In Guezzam,** C. Arambourg (1948) a trouvé des poteries grossières associées aussi à des animaux « tropicaux » (Tortues, Crocodiles, Antilopes, Hippopotames) qui indiquent une humidité relativement abondante. Sous les limons noirâtres néolithiques, A. Bonnet a trouvé des sables blancs qu'il m'a aimablement communiqués. Ce sont des sables éoliens qui prouveraient l'existence de dunes comme à Tihodaïne, juste avant l'époque néolithique. Enfin, **au voisinage de l'Aïr,** les outils néolithiques du Ténéréen sont contenus dans un paléosol noir pulvérulent épais de 20 à 50 cm et daté de 5 140 ± 300 ans qui renferme des pollens de Cupressacées très xérophiles (Cyprès, Génévrier) et surtout des pollens de Salsolacées (P. Quezel et C. Martinez, 1962). Ce sol noirâtre est nettement distinct des diatomites antérieures épaisses de 1 à 3 mètres, d'âge probablement « atérien » qui contiennent des pollens d'arbres méditerranéens (Pinacées, Cupressacées et même le Chêne vert, le Lentisque, l'Aulne). *Ce Néolithique chaud des bordures du Hoggar ne semble donc pas avoir été très humide et a certainement eu une durée très inférieure à la période « tropicale » du Paléolithique de Tihodaine.* Ces observations expliquent qu'il n'ait pas pu avoir d'influence sur l'évolution morphologique des bordures et, encore moins, sur celle de l'Atakor. D'où probablement cette absence de désagrégation granulaire et d'édification d'une terrasse graveleuse à la fin du Pluvial récent.

V. — CONCLUSION : L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE L'ATAKOR DANS LE CADRE DU QUATERNAIRE SAHARIEN.

Au fur et à mesure que s'éclaire l'évolution quaternaire de l'Atakor, il est tentant de rechercher des éléments de comparaison dans le cadre du Sahara tout entier. Pour l'instant cependant, de telles corrélations doivent rester très prudentes et ne peuvent pas encore permettre des conclusions sur les mécanismes des Pluviaux sahariens. Il est prématuré de conclure comme G. Conrad (1963) à des « expansions et contractions de la zone désertique » en s'opposant à la théorie du « balancement climatique », à partir de quelques datations au C_{14} sur le Saourien près de Béni-Abbès et les lacs du Niger oriental. En effet la Saoura a constamment connu des influences hydrologiques allogènes et, d'autre part, un Pluvial méditerranéen pouvait être à ce moment à la limite Sud de son extension, surtout dans l'Est du Niger où débouche cette immense gouttière du Tafassasset qui recueillait des eaux du Hoggar et du Tibesti. Il faudra des dizaines ou des centaines de datations, sur des échantillons reflétant mieux le milieu réellement local, avant de conclure sur le sens de l'évolution climatique.

En évitant par conséquent toute idée de contemporanéité entre les phénomènes suivants, on est tout de même frappé par les ressemblances entre les différentes phases de l'évolution morphologique du Hoggar et celles de régions sahariennes même éloignées. Ces évolutions ont pu être simultanées (disparition généralisée du désert) ou échelonnées dans le temps (passage progressif d'une « zone climatique » sur les diverses latitudes sahariennes) ; elles n'en sont pas moins remarquables :

1) *LES CORRÉLATIONS LES PLUS NOMBREUSES CONCERNENT LE NÉOLITHIQUE ET LA TERRASSE LIMONEUSE.* Il est admis depuis longtemps et la géochronologie ne fait que le confirmer (G. et J. Conrad 1965), que la période néolithique a été une période humide sur la plus grande partie du Sahara, avec tout de même des variations qu'on ne fait qu'entrevoir. On admet généralement que ces pluies ont été accompagnées par un réchauffement qui a permis l'avancée rapide d'une faune « tropicale » dès le Néolithique, tandis que la flore sahélienne *(Acacia Raddiana, Panicum turgidum)* atteignait la lisière méridionale de l'Atlas saharien seulement « à l'orée de la période chrétienne » (P. Quezel et P. Simonneau. Les peuplements d'Acacias au Sahara NO. *Trav. I.R.S.*, t. XXII, 1963, p. 79-119). Elle en a d'ailleurs été chassée depuis par les hivers froids, excepté quelques îlots qui végètent dans le bas Sahara à plus de 1 000 km de la limite Nord de leur zone d'extension actuelle, qui est la bordure de l'Atakor jusque vers 1 500-1 600 mètres. Cette période de climat légèrement plus chaud et plus humide n'a eu aucune conséquence morphologique dans l'Atakor, excepté une légère reprise du creusement. Par contre, l'assèchement qui a suivi a donné naissance à la terrasse limoneuse « récente », post-néolithique, très comparable à celle des montagnes d'Afrique du Nord :

— *Le Rharbien* de la haute Moulouya est une banquette limono-sableuse, allongée au bord du fleuve et sans relation avec un glacis (R. Raynal, 1961, p. 567). Ces limons renferment un outillage néolithique, mais qui n'est pas forcément en place et F. Joly pense que sur le flanc Sud de l'Atlas, cette terrasse peut même dater de l'époque punique ou romaine. Dans le Maroc atlantique, M. Gigout (1957) indique une terrasse limoneuse, grise ou châtain, postérieure au Pluvial néolithique, qui est certainement d'origine climatique.

— On retrouve cette terrasse *dans les plaines du Chelif* (J. Boulaine, 1954) et dans toute l'Algérie centrale où elle résulte du creusement d'un ancien lit d'inondation limoneux « depuis environ deux millénaires » (p. 441) et cet alluvionnement fin est remplacé par un lit rempli de galets. Ces limons riches en montmorillonite, renferment des poteries et leur âge est tout au plus néolithique ou plus récent, le creusement ayant commencé vers l'époque carthaginoise.

— Mais cette terrasse limoneuse d'époque post-néolithique ou historique se retrouve *au Proche Orient* où elle a été décrite par C. Vita Finzi (1964) et datée par la présence de poteries romaines dans les limons, en particulier dans la vallée du Jourdain.

Interprétée parfois comme la conséquence d'un déboisement qui aurait suivi la décadence de l'Empire romain, cette terrasse semble avoir eu un très grand développement dans les montagnes de la bordure Nord du grand désert, dans le Hoggar, dans tout le Sahara du Nord (les « limons des palmeraies ») et a dû correspondre plutôt à un régime hydrologique à lente inondation, lui-même sous la dépendance du climat et d'une végétation de berge abondante. Elle marque la fin de l'époque favorable du Néolithique, pendant laquelle chaque région du Sahara a connu au moins un épisode de marécages, et de ralentissement de l'évolution morphologique. Mais dans l'Atakor, plus élevé, cette période

favorable se confond avec la fin du dernier Pluvial important, marqué par l'existence de sols bruns, de gélifraction modérée et de petits névés [1].

2) *LE PLUVIAL « RÉCENT » DE CLIMAT FRAIS.*

Cette période pluviale si importante dans l'évolution de l'Atakor ne paraît guère avoir été signalée **dans les plaines du bas Sahara,** mais on peut se demander si les tufs gris cendrés et les dépôts calcaires signalés dans les Ergs occidental (R. Capot-Rey 1943) ou oriental (A. Jauzein 1952) comme néolithiques par la découverte de poteries ou de pointes de flèches encroûtées, ne représentent pas à leur base ou dans des formations légèrement plus anciennes, les vestiges de ce Pluvial. En effet, les descriptions de ces formations rappellent beaucoup la sédimentation d'argiles et carbonates « atérienne » de Tihodaïne ou les bancs calcaires de l'Atakor datés de 8-11 000 ans. D'ailleurs, dans la Saoura, la phase saourienne qui correspond à l'Atérien présente, au Saourien IV, un épisode de sédimentation lacustre avec des tufs à végétaux et des croûtes calcaires, et également des dépôts travertineux à la sortie de sources abondantes dans les Monts d'Ougarta (J. Chavaillon 1964, p. 193). Ces marais marquent la fin d'une période d'érosion active avec transport de sables, parfois repris par des épisodes éoliens et accumulés en terrasse de près de 30 mètres de haut. Dans ces sables, un niveau de lignite, lié à un ancien marécage contient une flore typiquement méditerranéenne ou tempérée *(Pinus, Quercus, Tilia, Alnus)* mais en très faible pourcentage (5-6 %) par rapport à des espèces typiques de la steppe (surtout *Artemisia)* et de zones marécageuses (*Typhacées* par exemple). Cette formation serait datée au C_{14} de 20 000 ± 1 000 ans (F. Beucher et G. Conrad 1963) et le cycle saourien s'achèverait par les encroûtements calcaires vers 8 000 ans, c'est-à-dire aux mêmes dates que celles mises en évidence dans l'Atakor par G. Delibrias et P. Dutil (1966). Ainsi, même les régions basses du Sahara auraient connu un certain équilibre grâce à un tapis végétal steppique permis par une moindre évaporation. Cet équilibre se retrouve **dans le Sud Tunisien.** où le glacis moyen cesse d'évoluer pour se couvrir de 7 à 8 mètres de sables limoneux bien lités (O. el Akarit) avec, à la base, des argiles grises et de la tourbe contenant des pollens d'une flore de steppe *(Artemisia)* associés à quelques pollens de *Pin d'Alep, Cupressacées,* indiquant une aridité moindre et des températures plus fraîches. A el Gueltar, la présence de *Cèdres* indique des températures plus rudes et un enneigement hivernal. Or ces dépôts sont datés par une industrie moustérienne « in situ » et recouverts par une croûte gypseuse qui marque un retour à l'aridité entre la fin du Paléolithique supérieur et le Capsien (R. Coque, 1962 p. 375-376 et 388-400). Or dans l'Atakor, beaucoup plus continental, c'est précisément dans les nappes de cailloux gélivés que se rencontre l'industrie « moustéroïde » (In Ekker, In Amguel, O. Tidjilgaouine, Takacherouet) mais ces industries sont encore trop mal connues au Sahara pour en tirer un argument de contemporanéité.

Si le Sud Tunisien, à très basse altitude et près de la mer a été peuplé de Pins d'Alep et même de Cèdres, le climat de l'Atakor peut avoir été nettement plus froid puisqu'à l'heure actuelle, Tamanrasset à 1 400 mètres d'altitude connaît des gelées hivernales et des minima de — 7° (malgré une moyenne pour janvier de 12°2) comme Laghouat à 1 200 km plus au Nord et seulement 750 mètres d'altitude (moyenne de janvier 7°4). Dans ces conditions, la Koudia a dû connaître des températures minima très voisines de celles de l'Atlas saharien vers 2 000 mètres, ce qui correspond aux sommets de l'Aurès où j'avais eu l'occasion de signaler des phénomènes de gélivation et de solifluction tout à fait semblables *(Diplôme d'Etudes supérieures* 1953, Alger, *non publié)* dans les calcaires maestrichtiens qui se comportent un peu comme les basaltes de l'Atakor vis-à-vis de la gélivation. D'autre part, en période froide, le régime des dépressions d'Ouest descendait certainement jusqu'au Hoggar, apportant un régime de pluies d'hiver, longues et fines (très différent des orages brefs et violents des périodes chaudes comme l'actuelle) accompagnées de neige et de brouillards [2]. Au contraire, en été, le régime des hautes pressions débordant largement vers le Sud empêchait l'attraction de la mousson vers le Sahara central, mais les températures plus basses de l'été diminuaient fortement l'évaporation lors de cette saison critique. L'existence de névés en position de suralimentation peut paraître plus surprenante puisque C. Troll a montré que la limite actuelle des neiges persistantes s'élève en altitude vers les zones désertiques. Mais justement l'Atakor n'était plus dans la zone désertique lors de cette période

1. Il y aurait là une nette différence avec l'évolution morphologique du Sud Tunisien où le glacis couvert par la croûte gypseuse atérienne a été érodé par un glacis récent (Bled el Oguila) ou une entaille verticale, remplie par une basse terrasse dès l'époque caspienne. Au contraire l'optimum néolithique « ne cause plus de retouches appréciables » (R. Coque, 1962, p. 398). Cette phase sèche intermédiaire entre l'Atérien et le Néolithique a eu un rôle plus important dans les régions basses (Tihodaïne, région de Gafsa) qu'en montagne, où en revanche la sécheresse post néolithique a encore entraîné une évolution notable (terrasse limoneuse, creusement).

2. On peut se demander si ce flux d'altitude peu perturbé n'a pas surtout intéressé les zones montagneuses en apportant surtout des pluies orographiques, alors que dans les périodes chaudes, le régime de convection intéresse autant les cuvettes que les montagnes.

froide et R. Raynal en examinant mes photos de la Koudia, m'a aimablement indiqué que ces paysages de l'Atakor vers 2 500-2 800 mètres rappellent beaucoup ceux du haut Atlas de Midelt vers 1 800-2 000 mètres [1]. La continentalité très forte expliquerait ce faible décalage en altitude des formes périglaciaires de l'Atakor lors du dernier Pluvial par rapport à celles du Soltanien marocain, d'âge atérien. Pour la période Levallois-moustérienne, F. Joly (1962) indique que la flore tempérée (Frênes) et une faune de Cervidés ont envahi toutes les montagnes du SE du Maroc, lors d'une période de stabilité des pentes marquée par la formation de sols limoneux de type tempéré. *Ainsi, grâce à son altitude et à sa forte continentalité* [2], *l'Atakor présenterait un modelé comparable à celui des chaînes atlasiques, en plein cœur du Sahara.*

Vers le Sud du Sahara, ce Pluvial frais a dû entraîner la formation de « sols noirâtres et bruns qui témoignent d'une période de stabilité », favorable à la pédogenèse et à la végétation dans l'Aïr (J. Vogt et R. Black 1963, p. 27). La moindre évaporation liée au refroidissement climatique a permis, à cette époque, le « remplissage » du Trou au Natron du Tibesti où des diatomites et un encroûtement calcaire, prélevés au cours d'une tournée commune, ont été datés par H. Faure (publication à paraître) de 14 970 ± 400, 14 790 ± 400 et 12 400 ± 400 ans. Le lac de cette période humide devait être contemporain des sols bruns du Tibesti, très semblables à ceux de l'Atakor. On retrouve cette période « atérienne » dans les diatomites de l'Ad. Bous qui contiennent des pollens d'arbres méditerranéens hygrophiles exigeant 600-700 mm de précipitation et vers le SE, ces témoins lacustres semblent se raccorder aux grands affleurements de diatomites du Niger oriental (H. Faure, E. Manguin et R. Nydal, 1963), qui constituent un des principaux arguments en faveur d'une disparition de la zone désertique (G. Conrad) ou d'une avancée tropicale (P. Dutil). Il convient de faire quelques remarques au sujet de ce gisement :

— Plus que les diatomites, c'est *le banc calcaire* qui les surmonte qui a été daté de 7 000 ± 100 ans (Kafra), 7 310 ± 120 ans (Ad. Bous) et, à Agadem, deux encroûtements calcaires encadrant les diatomites supérieures donnent 9 240 ± 130 ans et 8 580 ± 110 ans. On peut y ajouter des limons tourbeux datés de 6 900 ± 150 à Kandel Bouzou (où un sable dunaire sépare nettement ce niveau de celui du Néolithique, comme à Tihodaïne). En tenant compte du temps nécessaire au dépôt, ces bancs calcaires ont dû se former pratiquement à la même époque que ceux de l'Atakor (entre 11 500 et 8 000).

— Dans l'Atakor, existe *un banc de diatomite* attribué à ce Pluvial, puisqu'il s'interstratifie dans les pseudogleys. Situé à près de 2 000 mètres dans l'O. Ansassarène, il contient presque exclusivement des Diatomées d'eaux froides. Or si on analyse en détail les Diatomées des lacs du Niger oriental qui se terminent par une dalle calcaire (exactement comme le banc « atérien » de Tihodaïne d'ailleurs), on se rend compte que deux seuls gisements ont été étudiés et fournissent l'un cinq espèces d'eaux tièdes (Agadem, niveau inférieur) et l'autre, une « très rare » (Kandel Bouzou). Au contraire, les deux gisements qui contiennent des Diatomées « tropicales » très abondantes (Termit Ouest et Agadem-Dibella) n'ont pas été datés et leur attribution à cette période précise, ne peut être prouvée [3].

— La présence de 90 % de kaolinite dans l'*argile* d'Agadem supérieur (avec 10 % de montmorillonite) ne permet pas de conclure, cette argile pouvant très bien être d'origine détritique et formée antérieurement.

— Enfin, l'un des échantillons, Fachi, se rapporterait à une sédimentation du même type, mais plus ancienne, puisque la dalle calcaire y est datée de 21 350 ± 350 et ici, les Diatomées du milieu lacustre sous la dalle contiennent 6 espèces d'eaux tièdes.

Il semble donc que pour cette période entre 7 000 et 11 000 ans avant l'Actuel, aucune preuve ne puisse contredire l'hypothèse de lacs dus à une évaporation très diminuée et une alimentation fournie par les grands massifs du Hoggar, du Tibesti et de l'Aïr qui envoyaient leurs eaux vers cette gouttière du Tafassasset et du Nord du Tchad [4]. Cette période froide risque d'avoir été très brève et très tardive, marquée dans tout le Sahara jusqu'au Tchad, par des nappes d'eau et une sédimentation calcaire, en relation probablement avec le Würm III. Cette humidité sur le SE du Sahara n'est pas incompatible avec la sécheresse « préflandrienne » au Nord du Sénégal où le froid renforçait alors considérablement l'alizé et par conséquent le courant froid. D'ailleurs, encore plus à l'Est la vallée du Nil a connu, d'après les divers travaux de K.W. Butzer, un alluvionnement détritique

1. R. Raynal fixe la limite des phénomènes périglaciaires soltaniens vers 1 900 mètres pour la haute Moulouya et le Haut Atlas de Midelt. Des études faites en Tunisie tendent à abaisser les limites des formes de cryoturbations récentes jusqu'à 600 mètres (J. Dresch, A. Rondeau et M. el Aouani (1960) puis Y. Guillien et A. Rondeau, 1966) avec des niches de nivation à partir de 600 mètres au Dj. Serdj, dans la Dorsale. En Algérie, A. Cailleux a signalé des formes de névés à 1 900 mètres dans le Djurdjura.

2. Les isothermes actuelles du mois le plus froid s'abaissent nettement dans le centre du Sahara.

3. Dans des diatomites à 300 km au Sud du Tibesti, mais pas datées, P. Quezel et C. Martinez (1958) ont trouvé une flore méditerranéenne (Juniperus, Ephedra, Artemisia) et à 150 km une flore de Pins d'Alep, Oliviers, Chênes, etc., qui pourrait être descendue du Tibesti jusque-là. Mais ces pollens peuvent aussi avoir été apportés par les eaux venues du Tibesti.

4. Pour des raisons topographiques, cette gouttière a certainement moins connu la sécheresse que le reste du Sahara central et par là ont dû se faire des échanges de faune et de flore. N'est-ce pas dans le Tassili des Ajjer, en bordure de cette gouttière, qu'on a trouvé à la fois les derniers Cyprès méditerranéens et les derniers Crocodiles lors de l'exploration du Sahara ?

important apporté par les torrents de la Haute Égypte réactivés et un dépôt de limons et de calcaires en rapport avec la formation de sols bruns. Mais il serait imprudent de préciser davantage toutes ces comparaisons étant donné l'imprécision de la succession morphologique à l'intérieur même de ce Pluvial pour l'Atakor.

3) *LA CRISE CLIMATIQUE DE L'ACHEULÉEN FINAL EST CERTAINEMENT L'ÉPISODE MORPHOLOGIQUE LE MIEUX CONSERVÉ DANS L'ENSEMBLE DU SAHARA.*

En effet à l'Acheuléen supérieur et final, se situe **le « cycle » Ougartien de la Saoura** de H. Alimen et J. Chavaillon. Ce « cycle » commence généralement par des galets fluviatiles assez bien émoussés, comprend quelques traces de paléosols rouges et se termine (Ougartien VI-VII) par une période de « ruissellement diffus » (J. Chavaillon 1964) où les formations mazzériennes meubles, conservées depuis l'âge de la Pebble culture sont brutalement attaquées, probablement à la suite d'un déséquilibre dans le couvert végétal. « L'apport de ces matériaux autochtones particulièrement important dénote de fortes pluies régionales consécutives à des périodes de sécheresse, voire d'aridité » (p. 186), avec des phases de « climat humide et chaud » (Ougartien III et V) avant une évolution vers l'aridité, les regs et les sables éoliens d'Ougartien VI qui est daté de l'Acheuléen final. Sans être forcément contemporaine, cette évolution est très semblable à celle de la terrasse « moyenne » de l'Atakor qui a été construite avec les produits d'altération d'une longue période de stabilité antérieure et marque la fin de l'Acheuléen. C'est également l'évolution constatée à Tihodaïne où, après l'établissement d'un grand lac « tropical » à la fin de l'Acheuléen moyen (équivalent des sols rouges III et V de l'Ougartien ?), l'aridité amène la remise en marche des sables de l'Erg. La même évolution se retrouve **dans la Tunisie présaharienne** où R. Coque (1962, p. 387-388) a découvert dans le synclinal de Redeyef, sur le glacis supérieur (nº 3), un site d'Acheuléen évolué reposant sous 2 à 3 mètres de cailloux roulés, sables et graviers, scellés par une croûte de gypse très dure qui marque la fin d'un Pluvial.

Dans le Sahara méridional, cette « crise » morphologique a également été signalée. Ainsi, **en Mauritanie,** les dépôts lacustres de G.B. 1 de Th. Monod se sont révélés riches en Diatomées indiquant de grandes étendues d'eau, avec quelques espèces typiques des grands lacs africains (E. Manguin 1962). A El Beyyed, Th. Monod (1962) a découvert une station de bifaces d'âge Acheuléen évolué en place dans ces dépôts. Or S. Daveau a également trouvé des outils acheuléens dans ce G.B. 1, mais elle a observé au-dessus, un sol rouge et une accumulation de sables de remblaiement rougeâtres, souvent éolisés, contenant des cailloutis de schistes non altérés et quelques concrétions ferrugineuses. Cette accumulation de dépôts de ruissellement et éoliens semble bien correspondre à cette « crise » reconnue à Tihodaïne et dans l'Atakor. **Dans l'Aïr,** J. Dresch (1959) avait émis l'hypothèse d'un nettoyage de tous les produits d'altération sur les versants, lors d'une période de pluies violentes se situant vraisemblablement au Paléolithique inférieur. Cette phase de ruissellement a amené une telle surcharge de débris que tout creusement a été totalement interrompu, et au maximum de l'aridité, les cailloux de surface ont été fortement éolisés. Cette « crise » fait aussitôt penser à la terrasse « moyenne » de l'Atakor, ce qui me fût aimablement confirmé par J. Vogt. En effet, reprenant l'étude de cette terrasse, J. Vogt et R. Black (1963) décrivent le passage d'un remblaiement torrentiel avec un matériel assez bien classé, à un dépôt plus fin, « essentiellement laminaire » (p. 20-21) et régulièrement lité dû au ruissellement s'attaquant aux granites et aux schistes altérés (p. 18). Ces épandages indiquent « une surcharge croissante, indice d'une péjoration climatique ».

Dans l'Atakor, cette « crise » survient après un grand Pluvial frais, peut-être le plus froid (avec la petite langue de glace du flanc Nord du Tahat). Le passage de ce Pluvial à la période sèche semble s'être effectué progressivement, avec une influence « tropicale » très atténuée en montagne, mais plus sensible à Tihodaïne. Cette phase chaude et humide correspond probablement à l'avancée de la mousson dans la boucle du Niger (J. Tricart 1959) et dans l'Erg du Trarza (J. Tricart et M. Brochu 1955) à la période « ouljienne », mise en parallèle avec l'Interglaciaire Riss-Wurm. Seulement **le schéma classique du balancement climatique semble ne pas tenir compte d'une dissymétrie très importante entre les deux périodes sèches qui devraient théoriquement « encadrer » l'avancée tropicale.** En effet, comme à la fin du Pluvial frais « récent », on constate après le Pluvial frais antérieur, une quasi-continuité de la période pluviale en montagne et une moindre sécheresse en plaine (Tihodaïne) avant la phase « tropicale » et, au contraire, une aridité très accentuée partout, après cette phase « tropicale ». En effet, la mousson paraît s'être avancée sur une région de lacs où une végétation méditerranéenne « s'accrochait » au sol. La convection a donc été nourrie par une humidité

locale encore forte et l'évaporation, ainsi que l'action du vent ont été freinées par le couvert végétal en déclin. Au contraire, après la phase tropicale, les pluies « méditerranéennes » se sont avancées sur une région de marécages très limités, avec une flore très pauvre et une évaporation encore très forte et à cette époque, la zone désertique doit jouer pleinement ce rôle de « barrière biologique », qui est le sien à l'heure actuelle.

Or cette avancée rapide de la mousson au moment du déclin du Pluvial frais a une conséquence biologique extrêmement importante car elle établit alors un « pont » entre les deux bordures du Sahara, permettant le passage de toute une faune tropicale importante qui a envahi l'Afrique du Nord où elle a résisté, sur la côte jusqu'à l'Atérien, comme le montre le gisement d'Hydra près d'Alger. Une liaison du même type, mais beaucoup plus brève s'est produite probablement au Néolithique. Mais cette interprétation des mécanismes déborde déjà du cadre des faits bien établis dans l'état actuel de nos connaissances. Pour les périodes du Quaternaire plus ancien, on entrevoit également quelques comparaisons, mais les données deviennent trop peu nombreuses, à mon avis, pour établir des corrélations au-delà des limites du Hoggar.

	ATAKOR PROPREMENT DIT	BORDURES DE L'ATAKOR	COMPARAISONS ÉVENTUELLES
Pliocène ?	Argile grise du Tahag (Rhinocéros, Pterocarya)	?	
Fin pliocène-villafranchien	Dalle calcaire (Tahag, Temorte)	Dalle calcaire (Tissemt, Serouenout)	« Torba » du Sahara Nord
Villafranchien moyen ?	Diatomite d'Ilamane Sols bruns	Glacis supérieur rubéfié (Takacherouet, Erha)	Glacis primitif d'Idjerane (Pebble)
Premier pluvial froid (Villafranchien supérieur ?)	Solifluction, gélifraction, névés	?	
	Creusement	Cônes d'alluvions grossières	
Période sèche			Premier erg de Tihodaïne
	Glacis supérieur (O. Tebazaït)	Glacis moyen ? (Takacherouet)	
Second pluvial humide	Sol brun	?	
Second pluvial froid	Solifluction, gélifraction, névés	Boues lacustres d'Idelès	
	Creusement	Alluvions grossières (Idelès)	
Climat de savane (début d'Acheuléen supérieur)	Glacis moyen	Lac à Diatomées d'eaux tièdes (Torak)	Lac de Tihodaïne à Mammifères et outils de l'Acheuléen évolué
Climat sahélien (Acheuléen final)	Terrasse graveleuse	Terrasse graveleuse	Second erg de Tihodaïne
Troisième pluvial humide (« Moustérien »)	Sols bruns, lac à Diatomées d'eaux froides (Ansassarène)	Pseudo-gley gris (In Amguel, In Ekker). Sols bruns ou noirs	
Troisième pluvial froid	Solifluction, très petits névés	Gélifraction (Takacherouet) marais carbonatés (O. Tardja)	Lac à accumulation carbonatée (Tihodaïne : Atérien)
Réchauffement (Néolithique)	Marais tourbeux, glacis récent	Terrasse limoneuse marais (O. Tekchouli)	Dunes Petits marais (Tihodaïne, In Guezzam)
Assèchement (Post-Néolithique)	Terrasse limoneuse (haut O. In Dalèdje)	Entaille des oueds	Troisième erg (Tihodaïne)
Actuel	Entaille par les crues violentes	Évolution extrêmement lente	

CONCLUSION

En choisissant d'étudier la géomorphologie de l'Atakor en 1957, je pensais trouver dans ce massif les meilleurs témoignages des phases d'érosion ayant affecté le Hoggar, peut-être depuis le Primaire, et conservés dans des conditions particulièrement favorables au point de dispersion des eaux du massif et sous la protection de coulées volcaniques attribuées, suivant les Auteurs, au Tertiaire moyen ou à un Quaternaire plus ou moins récent. Dès ma première mission sur le terrain, j'ai eu la chance de découvrir un important gisement d'alluvions prévolcaniques au Téhé n'Tsita (P. Rognon, 1959) : des galets manifestement fluviatiles et des argiles lacustres indiquaient que ce secteur, actuellement situé vers 2 000 m d'altitude sur la surface sommitale, avait été une cuvette alluviale importante. Or ces sédiments ne paraissaient pas très anciens et j'eus aussitôt un doute sur ma conception première de l'évolution morphologique de l'Atakor. Ce problème apparaissait capital, car l'Atakor risquait d'être non pas ce « vieux » massif résiduel que je recherchais, mais un bombement « jeune », comme l'Aïr ou les Iforas. Seule l'absence de couverture sédimentaire déformée expliquait qu'on n'ait pas pu le démontrer plus tôt, mais l'hypothèse en avait été émise par P. Bordet dans son étude sur le volcanisme (1952). L'étude d'un tel problème, en l'absence d'arguments géologiques « classiques », devait d'ailleurs être tentée par les méthodes géomorphologiques.

J'ai donc étudié systématiquement les corniches basaltiques au contact du socle pour trouver d'autres arguments en faveur de l'une ou l'autre hypothèse. Ce travail fut souvent rendu infructueux par le manteau régulier d'éboulis qui cachait le contact recherché. Mais progressivement d'autres gisements confirmaient l'existence de sédiments très fins, d'origine souvent lointaine, en particulier les bancs de grès de l'Oued Temorte, le grès calcaire de l'Oued Tessemeddet, et finalement, lors de ma dernière mission en 1964, la découverte, à l'autre extrémité du massif et aussi sur la surface sommitale, du beau gisement de l'Amdjer qui mériterait une étude plus approfondie. Parallèlement, autour du Téhé n'Tsita, presque chaque vallée révélait un gisement de galets fluviatiles, de bancs d'argiles extrêmement fines et même de quelques sables à émoussé luisant, les seuls trouvés dans l'Atakor. C'est aussi en 1964 que j'ai finalement découvert dans l'Oued Tiréhitine une véritable butte témoin de grès à dragées et d'épais bancs argileux horizontaux qui ne laissaient pas de doute : **l'Atakor, et tout le bourrelet dont il est solidaire, ont dû être, à une époque pas très ancienne (sans doute vers la fin du Secondaire), partie intégrante des grandes plaines à inselbergs qui couvraient le Hoggar.** Cette conclusion m'a paru assez importante pour justifier la longue étude consacrée à ce problème des dépôts prévolcaniques. On peut en retenir trois faits principaux :

— *Parmi les grands ensembles géologiques sahariens, ceux qui se rapprochent le plus des dépôts prévolcaniques de l'Atakor sont les sédiments de la fin du Continental intercalaire.* Mais, faute de fossiles, cette comparaison n'a pu être faite qu'en utilisant les diverses techniques d'études sédimentologiques ;

— D'après l'étude des sols ou des colluvionnements, les reconstitutions paléogéographiques permettent de dire que *la vieille surface sommitale a été modelée sous un climat de type tropical à saisons contrastées* avec une altération assez profonde du socle précambrien. Mais lors de l'exhumation de cette topographie fossilisée par les dépôts gréseux, une phase d'érosion énergique avait déjà fait disparaître presque toutes les traces de cette altération tropicale en même temps que la mince couverture gréseuse. Le granite, en conséquence, est souvent très frais à la base des plus anciens basaltes et cette conclusion permet de repousser certaines hypothèses sur le rôle d'une ancienne crypto-altération prévolcanique.

— L'existence d'une « série de remaniement » corrélative de la phase d'exhumation du socle montre *qu'il s'est écoulé une assez longue période entre la fin du dépôt des grès du Continental Intercalaire et l'apparition des vieux trapps basaltiques.* Une telle conclusion paraît aussi valable pour le Tibesti, mais dans le S-E de l'Amadror, J.M. Rémy a émis l'hypothèse d'un âge crétacé pour les vieux trapps, parce que les basaltes paraissent s'interstratifier dans les dernières phases de cette sédimentation attribuée au Crétacé. On peut objecter pourtant que dans le SE de l'Amadror où l'accumulation paraît avoir été plus régulière, l'existence d'une série « discordante » et d'une longue phase de

remaniement entre les grès crétacés et l'apparition des trapps est plus difficile à mettre en évidence. Les trapps du SE de l'Amadror pourraient donc faire partie du même ensemble que ceux de l'Atakor et être également plus récents que le Crétacé.

L'existence dans l'Atakor de **ces empilements de trapps** sur 100 à plus de 250 m d'épaisseur paraît être un argument essentiel pour repousser les hypothèses sur un âge quaternaire du volcanisme le plus ancien. L'étude géomorphologique permet en effet de dire que leur édification a demandé un temps relativement long et surtout que l'érosion postérieure a eu un rôle considérable.

1° L'ÉDIFICATION DES TRAPPS A ÉTÉ MARQUÉE PAR DES PHASES D'ALTÉRATION. La « latérite » signalée dès 1951 par P. BORDET se trouve interstratifiée dans ces empilements basaltiques et en étudiant systématiquement les niveaux altérés à différentes hauteurs dans les coupes, j'ai essayé de reconstituer une séquence climatique correspondant aux sols successivement ensevelis. Cette succession débute lors d'une phase sèche sur un socle peu altéré et par deux ou trois coulées de basalte relativement peu altérés. Puis apparaissent des sols rouges correspondant à une altération sous climat soudanien, mais probablement pas équatorial. L'intensité de l'altération diminue ensuite jusqu'à des

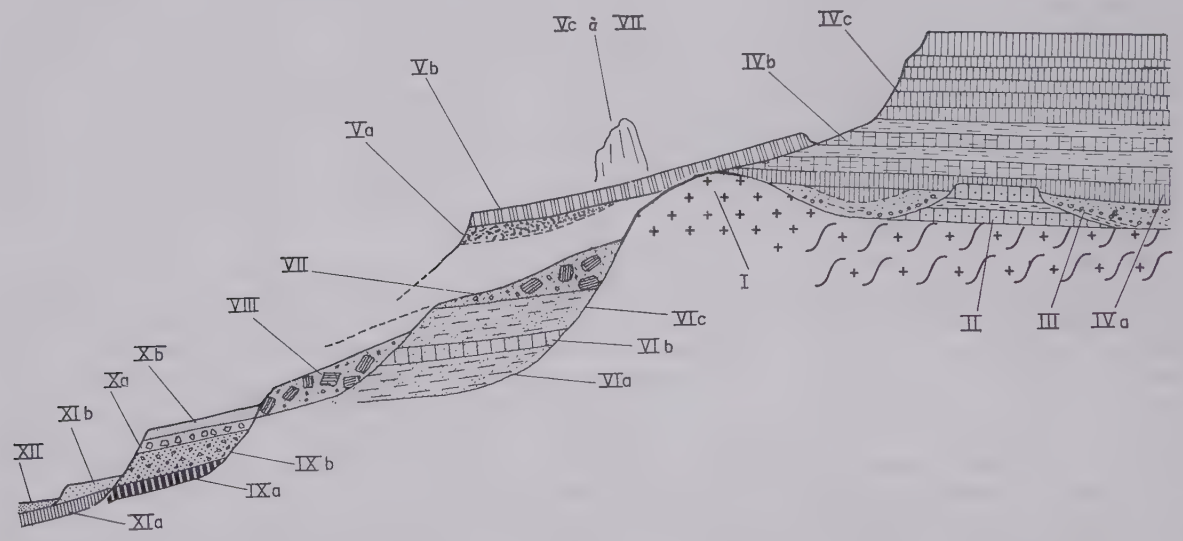


Fig. 148. — Essai de reconstitution schématique de l'évolution morphologique de l'Atakor au Tertiaire et au Quaternaire : I - inselberg sur la surface antérieure aux vieux grès (Continental intercalaire) ; II - couverture de grès et argiles : Continental intercalaire? ; III - série de remaniement, « discordante » ; IV a - basaltes inférieurs peu altérés ; IV b - basaltes altérés et sols argileux rouges (fin Eocène ?) ; IV c - partie supérieure des trapps : empilement de coulées peu altérées et plus visqueuses parfois ; V a - « sables rouges » dans les vallées du premier réseau hydrographique ; V b - « coulées de pente » basaltiques ; V c à VII - principale phase d'éruptions « acides » ; VI a - lac plio-villafranchien à faune tropicale et flore « pontique » ; VI b - dalle de calcaire lacustre ; VI c - lac villafranchien à flore « pontique » et Diatomées fossiles ; VII - première phase froide : solifluction intense et névés ; VIII - seconde phase froide ; IX a - premières coulées basaltiques « de vallées » ; IX b - terrasse moyenne : Paléolithique « inférieur final » et Paléolithique moyen ; X a - troisième période froide : épandage de petits blocs gélivés ; X b - sol et colluvionnement limoneux du dernier Pluvial (Paléolithique supérieur ?) ; XI a - dernières coulées de basalte dans les vallées ; XI b - terrasse récente brune et limoneuse : Néolithique et période historique ; XII - creusement ou léger alluvionnement subactuel.

sols très peu évolués à concrétions calcaires. Même en faisant la part du rythme peut-être plus rapide des dernières émissions volcaniques (où se mêlent quelques coulées de laves plus visqueuses), il semble que la formation des sols ait été de plus en plus réduite pour des raisons climatiques. Cette étude de la mise en place des trapps apporte trois précisions importantes :

— Cette séquence climatique rappelle beaucoup la phase d'altération importante connue dans les bassins sédimentaires de la bordure méridionale du Sahara à la fin de l'Eocène. Si cette corrélation est exacte, l'épanchement des trapps se situerait à cette époque du Tertiaire.

— De toute façon, cette étude montre qu'il est impossible d'invoquer le témoignage de ces « latérites » pour démontrer que le Sahara a connu un climat tropical au cours du Quaternaire.

— Enfin la succession systématique de coulées inférieures transformées en argile surmontées de coulées de moins en moins altérées explique la fragilité de l'édifice, et en particulier le développement

d'un bel ensemble de glacis d'érosion quaternaires. Mais cette destruction des trapps a certainement débuté bien avant le Quaternaire et les glacis que nous observons.

2° Le role considérable de l'érosion postérieure a l'édification des trapps : L'existence des trapps tertiaires ne peut être retrouvée avec certitude que dans la partie tout à fait sommitale de l'Atakor où les « vieux basaltes » sont conservés dans une position de reliefs résiduels, tout comme les lambeaux de vieux grès. Mais lorsqu'on cherche la prolongation des trapps vers l'aval, on s'aperçoit que les deux ou trois coulées inférieures, très peu altérées, subsistent très loin en avant des lambeaux de trapps, faisant corps avec le socle peu altéré sur lequel elles reposent. L'extension des trapps paraît donc avoir été bien plus considérable et il faut incorporer à ces « vieux basaltes » les vastes plateaux comme les Tassa n'Djena, et même des vestiges de coulées très anciennes trouvés sur les bordures jusque sous les champs de lave récente du Manzaz et de la Tahalra. Les trapps ont dû recouvrir une vaste surface très peu accidentée (à l'exception d'inselbergs de granite intrusif), et encapuchonnaient encore le massif lors de son soulèvement en dôme, à une époque assez mal déterminée du Mio-pliocène. Le réseau hydrographique rayonnant, si caractéristique de l'Atakor, est né sur cette surface des trapps et s'y est progressivement surimposé en ignorant totalement les données structurales, pourtant très complexes, du socle sous-jacent.

De ce premier réseau hydrographique rayonnant subsistent quelques fonds de vallées qui ont été protégés par des « coulées de pente » aujourd'hui transformées en mesas. Ces coulées appartiennent, à mon avis, à une nouvelle phase d'épanchement volcanique basaltique, puis surtout trachytique et phonolitique. Mais avant d'aborder cette nouvelle étape de l'édification du massif, il faut remarquer que le premier bombement tectonique a eu deux conséquences morphologiques importantes :

— *Il a favorisé la disparition d'une grande partie de l'empilement de trapps* (qui reposait sur des bases très fragiles) à partir des basses vallées de ce premier réseau hydrographique. Les lambeaux intacts de ce viel édifice sont strictement localisés au voisinage des sommets du bombement.

— Sur les bordures de l'Atakor, l'absence ou la faible épaisseur des laves et l'érosion « remontante » ont permis très tôt *l'exhumation de la vieille surface prébasaltique*, qui a été remaniée sous la forme de pédiments étendus (mais jamais emboîtés) et de petits inselbergs « post-volcaniques ». La petite taille de ces reliefs est explicable par la faible ampleur de la déformation tectonique sur les bordures. Seuls les inselbergs « prévolcaniques » des contreforts de l'Atakor accroissent considérablement leur volume à cette époque par le dégagement fidèle de plus larges surfaces des massifs intrusifs.

Les dépôts corrélatifs de cette période sont des « sables rouges » assez variés qui semblent indiquer qu'à cette époque le climat devait osciller entre des nuances sahéliennes subarides et soudano-sahéliennes. Ce climat paraît responsable de la formation des alvéoles granitiques de Tit et d'Outoul, de la petite plaine de Tamanrasset, ou encore des « pédiments de piedmont » de l'Efeni. Mais, en particulier pour ces trois derniers exemples, ces reprises d'érosion se localisent surtout au pied de talus qu'il est difficile d'expliquer sans faire intervenir une influence tectonique (talus d'Issekram à l'Hechaguène, talus de l'Abarga à l'Oued Tezaït).

En effet **le soulèvement de l'Atakor** a dû être assez lent et généralisé au début, mais progressivement des zones de moindre résistance du socle ont du localiser des lignes de déformations privilégiées. Celles-ci correspondent, au NE et au SO, à des bandes alternativement mylonitisées et granitisées (Abarga, bassin du Crocodile) qui ont été affectées par des déformations plus nettes qu'on est tenté d'appeler « flexures » et qui expliqueraient la rigidité du contact de l'Atakor et de ses bordures dans ces secteurs. Ailleurs, la déformation d'ensemble se combine avec le rejeu d'anciennes directions méridiennes (bordures Ouest ou SE) tandis qu'au NO le bombement paraît avoir été assez régulier et n'a entraîné que le rejeu d'accidents mineurs (à l'Est de la plaine de l'Oued Tekchouli).

Sur le flanc Sud de l'Atakor, ces accidents ont presque toujours été accompagnés par l'apparition d'un volcanisme « acide ». Mais l'aire principale de localisation de ce volcanisme « acide » se situe à l'intérieur d'une ellipse ONO-ESE, très légèrement au Sud de la ligne faîtière de la Koudia occidentale. L'individualisation de cette partie de l'Atakor par rapport à l'Atakor « tabulaire » et au bourrelet oriental date certainement de cette époque : le bombement maximum du socle cristallin est ici très nettement en relation avec l'apparition de ce volcanisme « acide » qui donne un relief si particulier à ce secteur. Lors de cette seconde phase du volcanisme, les basaltes paraissent très peu représentés, excepté les quelques coulées de pente. Ils se manifestent pourtant par des éruptions « avortées » dans ces curieuses dépressions « volcano-tectoniques » sur le pourtour de l'ellipse du volcanisme « acide ».

Les premières manifestations « acides » sont représentées par des laves encore assez fluides aussi bien dans la région Assekrem-Tahat (où les hautes coulées phonolitiques reposent sur une légère pente d'érosion) qu'à la bordure méridionale où les coulées du Tedesi, du Debnat ou de l'Hadriane protègent une zone d'altération assez marquée, sans doute en relation avec une phase un peu plus humide de la période des « sables rouges ».

Ensuite apparaissent un très grand nombre de « protrusions », surtout trachytiques, parfois en relation quasi évidente avec des accidents tectoniques. Le cas le plus net est celui de l'aiguille de l'Ilamane qui apparaît à l'époque du premier refroidissement climatique du Villafranchien, puisque ses premiers éboulis, entraînés par solifluction neigeuse, viennent recouvrir une formation lacustre caractérisée par sa flore à Pterocarya, Zelkova, etc. L'Ilamane paraît l'une des plus récentes de ces protrusions et on peut dire que vers le Villafranchien supérieur, la Koudia occidentale et le flanc Sud de l'Atakor avaient acquis les traits essentiels de leur « volume montagneux ». Depuis, les cours d'eau, très gênés au passage des zones de « flexure », ont creusé des gorges profondes dans les roches souvent très dures du substratum et on peut parler de sections « antécédentes » à ces flexures, par exemple le long de l'axe Issekram-Hechaguène.

Au contraire, le flanc Nord est totalement dépourvu de volcanisme « acide ». La ligne de faîte marque pratiquement le passage à un volcanisme totalement différent, entièrement basaltique et postérieur à la fin du Paléolithique inférieur. Une série de petits cônes stromboliens s'aligne au Nord de la ligne de faîte, en liaison probable avec une accentuation tardive de la courbure du flanc Nord. Ces cônes ont émis de longues « coulées de vallées », plus gênantes pour les oueds que les « flexures » du flanc Sud, et pourtant ces coulées n'ont pas réussi à diminuer la rapidité du creusement linéaire de tous ces oueds extrêmement actifs du fait de cette déformation subactuelle.

Mais le volcanisme basaltique récent et subactuel s'est surtout manifesté sur les bordures, un peu comme les « avant-chaînes » en avant d'une chaîne plissée. Il a donné naissance à deux vastes champs de lave parsemés de cônes stromboliens, dont les axes ONO-ESE sont des « flexures » qui paraissent des répliques tardives des directions identiques soulignées, dans l'Atakor, par des laves « acides » au Plio-Villafranchien. Ces épanchements basaltiques paraissent avoir été si rapides que la plupart des oueds descendant de l'Atakor vers le NE et surtout le SO ont dû abandonner leurs anciennes vallées et ont été repoussés en lisière des champs de lave (O. Outoul, O. Tamanrasset, O. Telohat).

Les mécanismes exacts de cette interaction du volcanisme « acide » et basaltique d'âge quaternaire avec les déformations tectoniques sont loin d'être élucidés en l'absence d'études détaillées du volcanisme et surtout de mesures géophysiques. Mais la géomorphologie permet de poser ces différents problèmes. La conséquence la plus importante de ces défomations sur le modelé a été ce creusement généralisé et important dans toutes les vallées du massif, contrastant violemment avec la paresse de l'érosion quaternaire sur les bordures.

Ce creusement généralisé a détruit la plupart des VESTIGES DES PHASES SUCCESSIVES DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE QUATERNAIRE. On remarque pourtant très vite que les vestiges les plus anciens ont pu être conservés sous la protection d'une couverture de gros blocs, la granulométrie des débris intervenant seule dans cette région dépourvue d'encroûtements calcaires ou ferrugineux quaternaires. Les formes du Quaternaire ancien se retrouvent uniquement au pied des reliefs de quartz et de quartzites sur les bordures (les hauts glacis « primitifs » à sol rouge) et de phonolite en montagne (les formes nivales et les grands versants de solifluction généralisée). Au contraire, dans les basaltes, ce sont les glacis « de substitution » postérieurs qui apparaissent avec le plus de netteté et, dans les vallées, les deux terrasses de période froide, emboîtées l'une dans l'autre. Pourtant des formes nivales ont aussi existé, petites et fragiles, dans les basaltes, mais elles n'ont résisté aux phases de remaniement que là où le débit des basaltes rappelait celui des phonolites (Nord d'Afilale, haut Oued Issedjène). Les formes granitiques se conservent encore plus mal puisque les pédiments se dégradent très vite et sur toute leur surface dès que les conditions se modifient et que, d'autre part, les terrasses de graviers contemporaines de l'évolution des pédiments s'érodent avec une extrême facilité. Aussi les formes granitiques les mieux conservées remontent seulement à la dernière phase chaude et sèche, celle de la terrasse « moyenne ». Enfin le dernier grand Pluvial (daté de la période Würmienne tardive) a laissé un peu partout la trace de ses sols noirs ou bruns limoneux, développés aussi bien sur basalte que sur granite et protégés par une simple pellicule de reg. Beaucoup de vallons évasés sont encore comblés de colluvionnements limoneux de cette époque et ailleurs, des accumulations de calcaire à l'air libre ou en niveaux aquifères (beaucoup plus exceptionnellement des niveaux ferrugineux : Tedrouri) indiquent encore les anciens fonds marécageux de ce Pluvial. Le lent déclin de cette phase pluvieuse,

un instant arrêté par la période humide du Néolithique, n'a donné naissance ensuite qu'à des embryons de glacis (surtout aux dépens des graviers non consolidés de la terrasse « moyenne »). La reprise d'érosion toute récente n'a pas encore été capable de détruire les vestiges de la terrasse limoneuse due à la dégradation des sols bruns de ce dernier Pluvial.

Ainsi toutes les grandes familles lithologiques contribuent à cette reconstitution des formes quaternaires et cela justifie la conception si large de cette étude de l'Atakor. Mais si **cette variété de formes permet de dire que l'Atakor a connu des successions de climats différents,** il faut recourir aux renseignements chronologiques fournis par les coupes géologiques pour tenter de mettre de l'ordre dans la succession des systèmes d'érosion. Malgré l'ampleur de l'érosion quaternaire, de telles coupes ont pu en effet être préservées sous les coulées volcaniques récentes et surtout dans les dépressions volcano-tectoniques. Cette étude « stratigraphique » permet de suggérer les conclusions suivantes :

— *L'Atakor a connu pendant le Quaternaire de longues périodes de stabilité des pentes sous un couvert végétal dense* qui a permis l'élaboration de sols successifs et l'accumulation de débris fins, argileux ou limoneux, dans des fonds lacustres ou marécageux. Cette stabilité a été particulièrement nette au Villafranchien où régnait une forêt de type « pontique », dont on constate la dégradation (entre le Tahag et l'Ilamane), sans pouvoir pour l'instant y distinguer des phases réellement différenciées. Puis on retrouve cette stabilité sous un couvert végétal de type de plus en plus méditerranéen et sec (sols bruns ou noirs), avant chaque phase froide (les pellicules solifluées viennent recouvrir d'anciens sols formés sur les glacis), et après ces phases froides (par exemple les sols noirs sur les quartz gélivés du Takacherouet). Ces longues périodes de formations pédologiques impliquent une humidité importante, des phases de pluies lentes et prolongées, avec une forte nébulosité en montagne, et sans doute des chutes de neige périodiques. Tout concorde pour prouver qu'à ces époques favorables, les sols étaient périodiquement gorgés d'eau et le drainage des cours d'eau, très lent, permettait l'existence de nappes d'eau importantes, lacs ou marécages, suivant l'importance de chaque Pluvial. Dans les dépressions on observe le dépôt de carbonates de calcium formant de véritables dalles calcaires pour le Villafranchien (Oued Temorte, Tahag, ou Tissemt), puis des plaquettes alternant avec des argiles (Tamenokalt), ou enfin de simples dépôts marécageux lors du dernier Pluvial et des encroûtements de nappe (Néolithique). La localisation de la plupart des gisements typiques de ces périodes sur le flanc Ouest de l'Atakor n'est sans doute pas fortuite et traduit peut-être l'orientation privilégiée vers ces perturbations venues de l'Ouest.

— *Ces phases de stabilité ont été interrompues par des périodes, peut-être brèves, mais extrêmement efficaces, de climat froid.* Ces périodes de gel intense et de formation de névés sont responsables de la destruction d'énormes masses de roches volcaniques, avec édification de replats d'accumulation dans les zones de stationnement prolongé des névés, exceptionnellement de formes de glaciers rocheux (Tahat, Assekrem, Ilamane) et de bourrelet morainique (Tahat). Ces périodes ont été marquées par une importante solifluction due sans doute à la fonte rapide des neiges, qui a façonné de nombreux versants encore conservés dans la Koudia. De minces pellicules solifluées ont envahi les glacis, parfois même des pédiments, et expliquent apparemment l'existence de ces nappes de blocs gélivés qui recouvrent ces formes typiques de ruissellement. Enfin il faut rapporter à ces périodes les terrasses de gros blocs et les épandages dus aux crues de fonte de neige et répartis jusque dans les basses vallées. D'après les emboîtements de formes de versants ou de terrasses, on peut estimer que trois périodes froides ont affecté l'Atakor, dont les deux plus anciennes semblent avoir été plus intenses (ou plus longues) que la plus récente.

— *Les périodes de stabilité des versants ont aussi été interrompues par des phases sèches,* marquées surtout par la destruction des formes fragiles antérieures, en montagne, avec apparition de glacis d'érosion ou même de pédiments (comme par exemple celui dont on conserve la trace à la fin du lac Plio-Villafranchien du Tahag). En plaine, ces périodes sèches ont permis la remise en mouvement des sables de l'erg Tihodaïne, avec au moins trois épisodes successifs qui seraient les équivalents des glacis en montagne. Il est difficile, faute de témoignages plus précis, d'évaluer la durée et l'importance réelle de chaque période sèche. Pourtant les observations concordent en montagne (lac à Diatomées de l'Oued Torak, pollens d'Outoul) et en plaine (Tihodaïne), pour affirmer que les périodes sèches ont succédé à des phases humides de réchauffement climatique où se placeraient les phases, très courtes, de climat « tropical ». Cela se vérifie pour la phase sèche du Paléolithique moyen et pour l'actuel, mais la brièveté même de ces phases chaudes et légèrement humides (climat sahélien ?) rend leur influence tout à fait négligeable dans la morphologie de l'Atakor.

Toutes ces observations invitent à nuancer beaucoup les hypothèses proposées pour la succession des climats du Quaternaire au Sahara central. On peut affirmer que les périodes froides du Quaternaire ont été des périodes extrêmement bénéfiques pour le Hoggar, en diminuant l'énorme évaporation qui est le fléau biologique de ces régions arides. Ces phases climatiques ont certainement permis la formation d'une couverture végétale plus importante que les climats chauds plus ou moins secs du Mio-pliocène. Mais on constate que ces influences « fraîches » sont allées en diminuant du Villafranchien vers le dernier Pluvial, entraînant un appauvrissement de la flore montagnarde adaptée à ces climats. Dans ce contexte de refroidissement climatique, le Hoggar a connu de longues périodes de climat méditerranéen, avec sans doute trois paroxysmes de froid plus vif, dont seul le dernier peut être placé chronologiquement au « Moustéro-Atérien », contemporain d'une phase würmienne. Inversement à plusieurs reprises (d'après diverses coupes), le climat s'est réchauffé, et les phases dites « tropicales », encore fort mal connues pour l'Atakor, se situeraient lors du passage du climat méditerranéen au climat aride, presque sans solution de continuité. Cette phase « tropicale » marquerait seulement l'évolution du climat à pluies prolongées hivernales à un régime d'orages estivaux. L'installation des pluies d'été et de la chaleur se traduit aussitôt par des conditions arides, assez voisines de celles que nous connaissons aujourd'hui.

On est cependant conduit à se poser une dernière question. En effet, en supposant possible un nouveau refroidissement, peut-on imaginer, à partir des conditions actuelles de climat aride avec de maigres peuplements d'acacias dans les basses vallées et de très rares bosquets d'oliviers en montagne, une transformation qui aboutirait à des paysages comme ceux que nous font entrevoir les reconstitutions paléogéographiques quaternaires ? On a l'impression d'être au bout d'une évolution qui a éliminé les espèces tropicales lors des phases de refroidissement, et les espèces « pontiques » lors des phases arides. A moins d'un hypothétique renouvellement floristique, aucun couvert végétal relique n'est en mesure d'assurer la protection des sols, et cette ruine du couvert végétal a été certainement aggravée par le surpâturage d'importants troupeaux de chèvres et, tout récemment, par le déboisement lié à la construction des agglomérations sédentaires. Il faut peut-être se garder d'envisager les systèmes d'érosion qui ont régné lors des périodes sèches anciennes à la lumière des conditions particulièrement précaires qu'on observe actuellement dans l'Atakor. Ainsi s'expliquerait ce contraste surprenant entre l'hyperaridité actuelle et l'ensemble des formes de relief héritées du Quaternaire...

Du fait de cet enchevêtrement d'influences climatiques, plus tropicales au Tertiaire et plus ou moins fraîches au Quaternaire, et aussi d'influences de vieilles topographies inscrites dans le socle avec des volumes montagneux nouveaux créés par le volcanisme et la tectonique récente, l'Atakor est, je crois, l'un des terrains d'étude privilégiés pour la géomorphologie climatique, structurale ou dynamique. J'ai tenté de montrer l'intérêt de ce massif dans chacun de ces domaines, en restant toutefois très conscient des graves lacunes qui subsistent au terme d'un essai de synthèse sur une région dont la complexité est, à la fois, si déconcertante et si exaltante pour l'esprit.

BIBLIOGRAPHIE

Étant donné la multiplication de bibliographies très complètes sur le Sahara [1] et sur les Sciences de la Terre (en particulier les bibliographies périodiques du B.R.G.M.), la bibliographie indiquée ici concerne essentiellement les ouvrages utilisés directement dans cette étude. L'ordre alphabétique a été adopté ; chaque nom d'Auteur est suivi de la date de parution de l'ouvrage, éventuellement affectée d'une lettre (a, b, c, etc.) pour permettre de différencier les travaux d'un même Auteur, parus la même année. Le nom et la date servent de référence bibliographique dans le texte de l'ouvrage. Les livres et articles concernant directement l'Atakor et le Hoggar sont marqués d'un astérisque (*).

LISTE DES PRINCIPALES ABRÉVIATIONS UTILISÉES POUR LES REVUES ET PÉRIODIQUES

A.I.H.S. — Association Internationale d'Hydrologie scientifique, Paris.
A. de Géog. — Annales de Géographie, Paris.
Bull. A.G.F. — Bulletin de l'Association des Géographes Français, Paris.
Bull. L. Sah. — Bulletin de Liaison Saharienne, Alger.
Bull. Soc. géol. Fr. — Bulletin de la Société géologique de France.
Bull. Soc. Hist. Nat. Af. N. — Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, Alger.
Bull. Soc. préhist. fr. — Bulletin de la Société préhistorique française, Paris.
Bull. scient. et écon. B.R.M.A. — Bulletin scientifique et économique du Bureau de Recherches minières de l'Algérie, Alger.
Mém. B.R.G.M. — Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Paris.
C.D.U. — Centre de Documentation Universitaire, Paris.
C.R. Acad. Sc. — Comptes rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Paris.
C. R. Somm. Soc. géol. Fr. — Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France, Paris.
La Géog. — La Géographie, Paris.
Rev. Afric. — Revue Africaine, Alger.
Rev. géog. phys. et géol. dyn. — Revue de géographie physique et de géologie dynamique, Paris.
Rev. géom. dyn. — Revue de géomorphologie dynamique, Paris.
Trav. I.R.S. — Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes, Alger.

1. En particulier dans R. Capot-Rey « Le Sahara français » (1953), R. Coque « La Tunisie présaharienne » (1962) ou J. Chavaillon « Les Formations quaternaires du Sahara Nord occidental » (Publication du Centre de Recherches sur les Zones Arides, 1964). On trouvera une bibliographie encore plus complète dans l'ouvrage « Essai de bibliographie du Sahara français et des régions avoisinantes » du Capitaine B. Blandin de Thé (Service d'Information et de Documentation de l'O.C.R.S., Alger, 1960).

Alimen H. (1958). — Premiers résultats de l'étude morphologique de cailloutis sahariens. *Rev. géom. dyn.*, n° 11-12, p. 161-173.

* Arambourg C. (1948). — Observations sur le Quaternaire de la région du Hoggar. *Trav. I.R.S.*, t. V, p. 7-18.

— (1952). — La paléontologie des Vertébrés en Afrique du Nord française. *XX^e Congrès intern. géol.* Alger. Monogr. régio. 1re série, Algérie, 64 p.

Arambourg C., Arènes J. et Depape G. (1953). — Contribution à l'étude des flores fossiles quaternaires de l'Afrique du Nord. *Arch. Museum Hist. Nat.* Paris, 7e série, II, p. 1 à 81.

* Arambourg C. et Balout L. (1955). — L'ancien lac de Tihodaïne et ses gisements préhistoriques *Actes Congr. panaf. Préhist.* 2e session, Alger 1952, p. 281-292.

* Arène J. (1961). — Étude géologique de la série de l'Imadouzène. *Diplôme Et. Sup.*, Fac. Sc. Alger, 10 oct. 1961.

Aubert de la Rue E. (1958). — L'homme et les volcans. *Coll. géogr. humaine*, Gallimard, Paris, 400 p.

Bachelier G. (1957). — Étude pédologique de la zone du volcanisme récent du SE de Ngaoundéré. *Agro. trop.*, vol. XII, sept., oct. 1957, p. 551-576.

Bakker J.P. (1959). — Recherches néerlandaises de géomorphologie appliquée. *Rev. géom. dyn.*, mai-déc. 1959, p. 67-84.

Balout L. (1952). — Pluviaux interglaciaires et Préhistoire saharienne. *Trav. I.R.S.*, t. VIII, p. 9-21.

— (1955). — Préhistoire de l'Afrique du Nord. *Gouvernement Général de l'Alg.* Serv. des Antiquités, Alger, 544 p.

Batias A.J. (1964). — Glaces fossiles sous éboulis sur le versant oriental de la vallée des Entremonts. *Sté Hydrotechnique Fr.*, Section Glaciologie, 28 fév. 1964.

Battistini R. (1964). — Étude morphologique de l'extrême Sud de Madagascar. *Thèse*, Paris, 2 tomes (342 et 319 p.).

Bellair P. (1945). — Les éléments lourds dans les sables de l'Erg d'Oubari (Fezzan). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 95-96.

* — (1955). — Le volcanisme de l'Ahaggar dans le cadre du volcanisme africain. *C.R. Acad. Sc.*, t. 241, p. 1152-1154.

— (1958). — Les volcans du Sahara. *Bull. L. Sah.*, sept. 1958, p. 194-199.

Bellair P., Freulon J.M. et Lefranc J.P. (1952). — Les éruptions volcaniques de l'Harroudj el Assoued (Sahara oriental). *C.R. Acad. Sc.*, t. 234, p. 2460-2461.

Berthois L. (1959). — Techniques d'analyses granulométriques. *C.D.U.*, Paris, 64 p.

Beucher F. et Conrad G. (1963). — L'âge du dernier Pluvial saharien, essai sur la flore d'un épisode lacustre. *C.R. Acad. Sc.* Paris, t. 256, p. 4465-4468.

Biberson P. (1964). — Nouvelles découvertes d'industries du Paléolithique inférieur « in situ » dans les formations quaternaires de l'Ad. Mauritanien. *C.R.Acad. Sc.* Paris, t. 258, p. 3074-3076.

Birot P. (1949). — Essai sur quelques problèmes de morphologie. Lisbonne, 176 p.

— (1960). — Géographie physique générale de la zone intertropicale. *C.D.U.*, Paris, 244 p., réédition 1965, 290 p.

— (1962). — Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. *C.D.U.*, Paris, 232 p.

Birot P. et Joly F. (1952). — Observations sur les glacis d'érosion et les reliefs granitiques du Maroc. *Mém. et Documents du C.N.R.S.*, t. III, p. 7-56.

* Birot P., Capot-Rey R. et Dresch J. (1955). — Recherches morphologiques dans le Sahara central. *Trav. I.R.S.*, t. XIII, p. 13-75.

* Birot P. et Dresch J. (1955). — Une faille du Quaternaire récent dans la plaine d'Amguid (Hoggar septentrional). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 210-211.

* — (1955 b). — Une coupe à travers le Hoggar central. *Bull. A.G.F.*, nos 253-254, p. 158-160.

* Birot P. et Pinta J. (1961). — Données sur les variations de l'altération argileuse dans le Hoggar. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 21-22.

Beuf S., de Charpal O., Debyser J., Gariel O. et Montadert L. (1961-1962). — Le Cambro-ordovicien du Tassili des Ajjers *Rapport Inst. fr. du Pétrole*, mission 1961-62 (inédit).

* Boissonnas J. (1958-59). — Rapport de mission .B.R.M.A., Alger *(inédit)*, 95 p.

* — (1959). — Stades successifs de la formation du massif de granite intrusif d'In Tounine (Hoggar central). *C.R. Acad. Sc.*, t. 248, p. 432-433.

* — (1962). — Contribution à l'étude du granite d'In Tounine. *Publ. Serv. Carte géol. Alg.* Bull. n° 30, Trav. Collab. 1960-61, p. 9 à 95.

— (1963). — Les structures annulaires des granites des Taourirt en Ahaggar occidental. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 695-700.

* — (1964). — Les granites des Taourirt. *Rapport de mission*, B.R.G.M. 1964.

* Boissonnas J. (1965). — Granites tarditectoniques et granites post-tectoniques dans le Hoggar central et occidental. *Rapport inédit.* B.R.G.M., ALG. 65. A 2.

Bonifas M. (1959). — Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Serv. Carte géol. Alsace Lorraine,* Mém. n° 17.

Bonnet A. (1961). — La « Pebble culture » in situ de l'Idjerane et les terrasses de piedmont du Sahara central. *Bull. Soc. préhist. fr.,* t. LVIII, p. 51-61.

Bonnet A. et Dubois P. (1961). — Observations sur le Dj. Guehhad. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.,* fasc. 7, p. 194-195.

* Bordet P. (1951). — Présence de latérites fossiles dans l'Atakor du Hoggar. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.,* p. 97.

* — (1952). — Les appareils volcaniques récents de l'Ahaggar. *XIX^e Congr. géol. intern.* Alger, Monog. régio., 1re série, n° 11.

* — (1953 a). — Remarques sur la météorologie, l'hydrographie et la morphologie du Hoggar. Trav. I.R.S., t. IX, p. 7-23.

* — (1953 b). — Sur la genèse des appareils volcaniques acides du Hoggar. *Bull. Soc. belge de Géol. Paléontol., Hydrol.* LXII, Bruxelles, p. 131-136.

* — (1954). — La série de Serouenout (Ahaggar oriental) est d'âge « continental-intercalaire » (Crétacé moyen). *C.R. Acad. Sc.,* t. 238, p. 500-503.

* — (1955 a). — La série de Serouenout (Continental intercalaire) et son substratum précambrien en Ahaggar oriental. *Publ. Serv. Carte géol., Algérie.* Nlle série, Bull. n° 5. Trav. collab. p. 7-42.

* — (1955 b). — Les cratères d'explosion de l'Ahaggar (Sahara central). *Bull. vulcanol.,* 2e série, t. XVII, p. 127-134.

Boulaine J. (1957). — Étude des sols des plaines du Chelif. *Thèse, Fac. des Sc.,* Alger, 582 p.

— (1958). — Sur la formation des carapaces calcaires. *Publ. Serv. Carte géol. Alg.* Bull. n° 20. Trav. des Collab., p. 7-19.

* Bourcart J. (1924). — Un voyage au Sahara. *Bull. Comité Afr. franç., Rens. Colon.,* p. 285-408 et 442-459.

* — (1925). — Les volcans de l'Ahaggar. *C.R. Congrès Soc. Sav.,* Paris, p. 383-391.

* — (1928). — Carte de reconnaissance du sommet de l'Ahaggar. *Rev. geo. phys. et géol. dyn.,* p. 121-138.

* Bourcart J. et Malycheff V. (1926). — Premiers résultats de recherches sur les sables du Sahara. *Bull. Soc. géol. Fr.,* 4, t. XXVI, p. 191-208.

* Bourgeois M., Bouvet M. et Illy P. (1955-56). — Rapport de fin de mission B.R.M.A. Alger 1956 *(inédit).*

Boureau E. (1948). — Considération sur une flore ligneuse fossile récoltée dans le Sahara central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* n° 14, p. 312-313.

— (1951). — Sur l'anatomie et les affinités d'échantillons fossiles de Tamaricaceae découverts en Somalie française et en Mauritanie. *Bull. Museum* 1951, 2e série, 23 (4), p. 462-469.

— (1958). — Paléobotanique africaine, évolution des flores disparues de l'Afrique du Nord de l'Equateur, *Gauthier-Villars,* Paris, 64 p.

Bout P. (1960 a). — Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. *Thèse,* Paris, 344 p.

— (1960 b). — De la basse terrasse aux faits morphologiques actuels dans le Velay et la région de l'Allier supérieur. *Revue d'Auvergne,* 1960, n° 74, p. 1-28.

* Budel J. (1955). — Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel in Hoggar Gebirge (Zentrale Sahara). *Erdekunde* IX, Heft 2, p. 100-115.

Burollet P.F. (1956). — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Thèse Sc.* Paris, Ann., Mines et géol. Tunis, n° 18, 350 p.

* Butler H. (1924 a). — Contributions à la géographie de l'Ahaggar (Sahara central). *Congrès géol. intern.* Bruxelles, 2e fasc., p. 819-848, Liège 1924.

* — (1924 b). — Dans les montagnes de l'Ahaggar. *L'Echo des Alpes,* Genève, n° 2, p. 49-78.

Busson G. (1959). — Étude préliminaire du Dj. Guehhad. *Trav. I.R.S.,* t. XVIII, p. 9-19.

* Byramjee R. (1957). — Notes sur les granites post-tectoniques de l'axe Tanaout-Taessa. Rapport B.R.M.A., 15 mai 1957 *(inédit).*

Caillière S. et Busson G. (1962). — Étude minéralogique de quelques argiles mésozoïques du Tinrhert et de Zarzaïtine-Taouratine. *Trav. I.R.S.,* XXI, p. 177-184.

Cailleux A. et Tricart J. (1957). — Géomorphologie des régions de plateformes. Les massifs anciens. *C.D.U.,* Paris, 252 p.

— (1958). — Le modelé glaciaire et nival. *C.D.U.,* Paris, 350 p.

— (1959). — Initiation à l'étude des sables et des galets. *C.D.U.,* Paris, t. I, 376 p. ; t. II, 194 p. et t. III, 202 p.

Capot-Rey R. (1943). — La morphologie de l'Erg occidental. *Trav. I.R.S.*, t. II, p. 69-103.
— (1951). — Sur quelques formes de relief de l'Adrar des Iforas. *Trav. I.R.S.*, t. VII, p. 194-199.
— (1953 a). — Le Sahara Français, *P.U.F.*, Paris, 564 p.
— (1953 b). — Recherches géographiques sur les confins algéro-libyens. *Trav. I.R.S.*, t. X, p. 33-71.
* — (1956). — Données nouvelles sur le climat de montagne au Sahara central, *XVIII^e Cong. intern. géogr.*, Rio de Janeiro, t. I, p. 218-222.
Chavaillon J. (1964). — Les formations quaternaires du Sahara Nord Occidental. *Publ. C.R.Z.A.* Paris, série géologie n° 5, 393 p.
Chudeau R. (1907). — D'In Zize à In Azaoua. *La géog., t.* XV, p. 401-420.
— (1909). — Le Sahara soudanais, *Colin*, Paris, 326 p.
Conrad G. (1963). — Synchronisme du dernier Pluvial dans le Sahara septentrional et le Sahara méridional. *C.R. Acad. Sc.*, t. 253, n° 17, p. 2506-2509.
Conrad G. et Conrad J. (1965). — Précisions stratigraphiques sur les dépôts holocènes du Sahara occidental grâce à la géochronologie absolue. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 234-236.
Coque R. (1962). — La Tunisie présaharienne étude géomorphologique. *Thèse*, Paris, 476 p.
Corbel J. (1961). — Morphologie périglaciaire dans l'Arctique. *A. de Géog.*, n° 377, p. 1-24.
— (1963). — Pédiments d'Arizona. *Mém. et Documents du C.N.R.S.*, t. IX, p. 31-95.
Cornet A. (1943). — La transgression crétacé-éocène à l'Ouest de l'Adrar des Iforas et les dépôts continentaux post-éocènes. *Trav. I.R.S.*, t. II, p. 177-197.
— (1948). — Sur la réalité des mouvements post-crétacés au Sahara. *Trav. I.R.S.*, t. V, p. 33-46.
* Cote M. (1957). — Quelques aspects de la morphologie de l'Ahaggar. *Rev. Géogr. Lyon*, t. XXXII, n° 4, p. 321-332.

Dalloni M. (1934 et 1935). — Mission au Tibesti. *Mém. Acad. Sc.* Gauthier-Villars, t. I et t. II, 372 et 458 p.
Daveau S. (1960). — Les plateaux du SO de la Haute Volta, étude géomorphologique. *Trav. Dept. Géogr., Fac. Lettres*, Dakar, n° 7, p. 1-62.
* Debruge A. (1935 a). — La station quaternaire de Tihodaïnè (Tassili). *Rev. Afric.*, t. LXXVI, p. 109-111.
* — (1935 b). — La station « Sergent Bianchi ». Erg de Tihodaïne entre le Tassili et le Hoggar. *Bull. Soc. Préhist. fr.*, t. XXVI, n^os 8-9, p. 452-454.
Defos du Rau J. (1959). — Le relief de l'île de la Réunion, étude de morphologie volcanique. *Thèse*, Bordeaux, 319 p.
* Delibrias G. et Dutil P. (1966). — Formations calcaires lacustres du Quaternaire supérieur dans le massif central saharien (Hoggar) et datations absolues. *C.R. Acad. Sc.*, t. 262, série D, n° 1, p. 55-58.
* Delibrias G., Hugot H.J. et Quezel P. (1957). — Trois datations de sédiments sahariens récents par le radiocarbone. *Libyca*, t. V, p. 267-270.
Demangeot J. (1941). — Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. *Rev. Géogr. Alpine*, p. 337-352.
* Denaeyer M.E. (1923). — Complément à la lithologie du Sahara central. *Bull. soc. géol. Fr.*, t. 23, p. 295-303.
Despois J. (1946). — Mission scientifique au Fezzan : géographie humaine. *Mém. I.R.S.*, 268 p.
* Devilliers C. (1948). — Les dépôts quaternaires de l'Erg Tihodaïne (Sahara central). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 189-191.
* Didier J. (1958). — Rapport de mission S_1, B.R.M.A., oct.-nov. 1958 *(inédit)*.
Dresch J. (1953). — Morphologie de la chaîne d'Ougarta. *Trav. I.R.S.*, t. IX, p. 25-38.
— (1959). — Notes sur la géomorphologie de l'Aïr. *Bull. A.G.F.*, n° 280-281, p. 2-20.
— (1961). — Plaines et « eglab » de Mauritanie. *Bull. A.G.F.*, n^os 299-300, p. 130-142.
— (1963). — L'érosion fluviale aux chutes Gauthiot (Cameroun). *Bull. A.G.F.*, p. 33-38.
— (1964). — A propos d'une classification des déserts. *Abstracts of Papers of 20th Intern. Geog. Congress.* Londres, p. 155-156.
Dresch J., Rondeau A. et El Aouani M. (1960). — Observations sur les dépôts de versants et les terrasses climatiques en Tunisie. *C.R. Somm. Soc. geol. Fr.*, p. 137-139.
* Dubief J. (1947). — Les pluies au Sahara central. *Trav. I.R.S.*, t. IV, p. 7-21.
— (1953). — Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. *Direct. Serv. Colon. et Hydraul.*, Alger, 458 p.
* — (1956). — Sur les récentes observations météorologiques faites à l'Assekrem (Ahaggar). *Trav. I.R.S.*, t. XIV, p. 181-197.
— (1959). — Le climat du Sahara, *Mém. hors série — I.R.S.*, t. I, 312 p.
— (1963). — Le climat du Sahara, *Mém. hors série, I.R.S.*, t. II, 275 p.
Duchaufour P. (1960). — Précis de Pédologie. Masson, Paris, 438 p.
Durand J.H. (1954). — Les sols d'Algérie. *Direct. Serv. Colon. et Hydraul.* Alger, 244 p.

* Durand J.H. et Dutil P. (1958). — Présence de latérite fossile au Hoggar. *Bull. Soc. Hist. Nat. Af. N.*, t. 49, p. 21-22.
* Dutil P. (1959). — Sur la présence de deux niveaux quaternaires dans le massif central du Sahara (Hoggar) *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 199-200.

Erhart H., Pias J. et Leneuf N. (1954). — Étude pédologique du bassin alluvionnaire du Logone-Chari *Publ. ORSTOM*, 234 p.

Faure H. (1954). — Géologie des régions du Nord du Tchad (Territoire du Niger) *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 309-312.
— (1963). — Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Thèse Publ. B.R.G.M.*, Paris, 470 p.
Faure H., Manguin E. et Nydal R. (1963). — Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental : Diatomites et âges absolus. *Bull. B.R.G.M.*, n° 3, p. 41-63.
Follot J. (1952). — Ahnet et Mouydir. *XIX^e Congr. intern. géol.* Alger, 1952. Monogr. régionales, 1re série, n° 1, 80 p.
— (1953). — Sur les différentes phases tectoniques ayant affecté la bordure septentrionale du Hoggar. *Trav. I.R.S.*, t. IX, p. 137-142.
Fournier F. (1960). — Climat et érosion. *P.U.F.*, Paris, 201 p.
Furon R., Kilian C. et Menchikoff N. (1946). — Du Cambrien en Afrique. *C.R. Acad. Sc.*, t. 222, p. 904-905.
Furon R. et Menchikoff N. (1935). — Sur l'Éocène et le Crétacé du Tanezrouft. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 7, p. 102-103.

Gautier E.F. (1907). — A travers le Sahara français d'In Ouzzel au Niger. *La géogr.*, t. XV, p. 1-28 et 102-120.
— (1950). — Le Sahara, *Payot*, Paris, 2e édition, 227 p.
Gigout M. (1957). — Études géologiques sur la Meseta marocaine occidentale. *Thèse*, Paris. Notes et Mém. Serv. géol. du Maroc, n° 86, t. I, 507 p.
* Girod M. (1963 a). — Les formations volcaniques récentes de l'Atakor (Hoggar central). *Bull. vulcanol.*, t. XXVI, p. 359-366.
* — (1963 b). — Aperçu pétrographique sur les trachytes quartzifères du massif volcanique de l'Atakor. *Bull. Soc. franç. Minér. et Cristal.*, t. 84, p. 121-125.
* — (1964). — Mode de mise en place des protrusions de l'Atakor. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 86-87.
Godard A., Paquet H. et Millot G. (1961). — Contribution à l'étude de quelques palésols du Nord de l'Écosse. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, t. 14, fasc. 4, p. 101-109.
* Grandjean A. (1962). — Les séismes au Hoggar. *Trav. I.R.S.*, t. XXI, p. 187-189.
Grangeon P. (1959). — Sur une couche d'altération climatique miocène de la région du Coiron (Ardèche). *C.R. Acad. Sc.*, t. 248, p. 1370-1372.
* Guérangé B., Reboul C. et Byramjee R. (1956-57). — Rapport de la mission hélicoptère au Hoggar. *B.R.M.A.*, Alger (inédit).
Guilcher A. (1953). — Madagascar, étude régionale. *C.U.D.*, Paris, 134 p.
Guillien Y. et Rondeau A. (1966). — Le modelé cryonival de la Tunisie centrale et septentrionale. *A. de Geog.*, mai-juin, p. 257-267.

Héribault J. (1893). — Les Diatomées d'Auvergne, Paris, 255 p.
— (1902). — Les Diatomées fossiles d'Auvergne, 3 mémoires (1902-1908).
D'Hoore J.L. (1954). — L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. *Publ. INEAC*, série scient., n° 62, 132 p.
Huber-Pestalozzi G. (1942). — Das Phytoplankton des Susswassers, *in* « *Die Binnengewässer* » du Prof. Dr Thienemann, Stuttgart. Band XVI, teil 2, 2 häfte.
Hugot H.J. (1955). — Un gisement de Pebble tools à Aoulef. *Trav. I.R.S.*, t. XIII, p. 131-151.
* — (1956 a). — Compte rendu sommaire d'une mission au Mouydir. *XV^e Congr. Prehist. Fr.*, Poitiers, p. 556-561.
* — (1956 b). — Une mission préhistorique au Mouydir (mars-avril 1956), *Trav. I.R.S.*, t. XVI, p. 215-217.
* — (1957). — Nouvelle mission préhistorique au Mouydir. *Trav. I.R.S.*, t. XVI, p. 201-211.
* — (1963). — Recherches préhistoriques dans l'Ahaggar Nord-occidental. *Thèse, Mém. du C.R.A.P.E.* Alger, t. I.

Hugot H.J. et Quezel P. (1957). — Sur quelques graines fossiles du gisement néolithique de Meniet (Sahara central). *Bull. Soc. Hist. nat. Af. N.*, t. 48, p. 370-373.

Hustedt F. (1930 a). — Die Kieselalgen, in « *Kryptogamen Flora* » du Dr Rabenhorst. Leipzig. Band VII, Teil 1.

— (1930 b). — Bacillariophyta (Diatomae), in « *die Susswasser Flora Mitteleuropas* » d'A. Pascher, Iena heft 10.

— (1949). — Exploration du Parc National Albert. Mission H. Dumas 1935-1936, fasc. 8.

* Illy P. (1955-56). — Rapport sur la mission Hoggar 1955-56. *B.R.M.A.*, Alger *(inédit)*.

* Illy P. et Launay P. (1955). — Le granite Taourirt d'In Tounine et ses minéralisations. *Bull. scient. et écon. du B.R.M.A.*, n° 3, p. 111-127.

Jauzein A. (1952). — La dernière recurrence humide dans le Grand Erg oriental. *Bull. Soc. des Sc. Nat. de Tunisie*, t. V, p. 175-180.

* Jodot P. (1958). — Classification et Climatologie des Mollusques du Quaternaire dans l'Ahaggar. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 367-370.

Joly F. (1962). — Études sur le relief du Sud-Est marocain. *Thèse. Trav. Inst. scient. chérifien, série géol. et géog. phys.*, n° 10. Rabat, 578 p.

Joulia F. (1957). — Sur l'existence d'un important système de fractures intéressant le Continental intercalaire à l'Ouest de l'Aïr. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6e série, t. 7, fasc. 1-3, p. 137-143.

Jung J. (1958). — Précis de pétrographie. Masson, Paris, 314 p.

Karpoff R. (1945). — L'Antécambrien dans l'Adrar des Iforas (Sahara soudanais et nigérien). *C.R. Acad. Sc.*, t. 221, p. 512-513.

* — (1952). — Un itinéraire géologique dans le Sud de l'Ahaggar. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 10, p. 174-176.

— (1953). — Sur la probabilité de mouvements récents dans l'Adrar des Iforas et à sa périphérie. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 219-221.

— (1960). — La géologie de l'Adrar des Iforas. *Thèse*, Dakar, *Mém. B.R.G.M.*, 273 p.

— (1965). — Les grandes époques de fracture et de bombement du Sahara central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, t. VII, p. 469-473.

* Kilian C. (1925). — Au Hoggar, Mission de 1922. *Soc. Ed. géogr. marit. et colon.*, Paris, 1925, 190 p.

* — (1930). — Du Crétacé sur le versant Nord du Massif central saharien. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 12, p. 125.

* — (1932). — De la région des Iraouen et de celle de Tin Sig (Sahara central) *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 8-9, p. 98.

— (1934). — Tectonique et volcanisme dans l'Ajjer (Sahara central). *C.R. Acad. Sc.*, t. 198, p. 1436-1438.

— (1945). — Expédition 1943 (Aïr et Ténéré). *Trav. I.R.S.*, t. III, p. 73-86.

* Kubiena W.L. (1955). — Über die Braunlehmrelikte des Atakor. *Erdkunde* IX, 2, p. 115-132.

Lajoignie J.P. et Bonifas M. (1961). — Les dolérites du Konkouré et leur altération latéritique. *Bull. B.R.G.M.*, n° 2, p. 1-34.

Laplante A. et Bachelier G. (1954). — Un processus pédologique de formation des cuirasses latériques dans l'Adamaoua (N. Cameroun). *Rev. géom. dyn.*, sept., oct., p. 214-227.

De Lapparent A. (1958). — Sur les Dinosauriens du Continental intercalaire du Sahara central. *C.R. Acad. Sc.* t. 242, p. 1237-1240.

— (1960). — Les Dinosauriens du Continental intercalaire du Sahara central. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 88 A.

De Lapparent A. et Mongin D (1959). — Sur de nouveaux Mollusques d'eau douce découverts dans le Continental intercalaire du Sahara central. *C.R. Acad. Sc.*, t. 249, p. 832-834.

* De Lapparent J. (1937). — Phénomènes anciens de rubéfaction au Sahara central. *C.R. Acad. Sc.*, p. 196-198

Lasserre G. (1961). — La Guadeloupe, étude géographique, t. I, le milieu naturel. *Thèse*, Bordeaux, 447 p.

* Lay C. et Dolly-Ledent Mme (1963). — Mesures d'âges absolus de minéraux et de roches du Hoggar. *C.R. Acad. Sc.*, 18 nov., p. 3188.

* Lelubre M. (1939). — Observations géologiques au Hoggar. *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, t. XII, fasc. 2, p. 346-352.

* — (1943). — Les grands traits géologiques de l'Ahaggar. *Trav. I.R.S.*, t. II, p. 55-68.

* — (1949). — Sur la tectonique du Sahara central. *C.R. Acad. Sc.*, t. 228, p. 405-406.

* Lelubre M. (1952 a). — Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). *Thèse*, Paris 1951, et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e série, nº 22, 2 volumes, 354 et 385 p.
* — (1952 b). — L'Antécambrien de l'Ahaggar. *XIXe Congr. géol. intern.*, Alger, Monogr. région., 1re série, nº 6.
— (1952 c). — Conditions structurales et formes du relief au Sahara. *Trav. I.R.S.*, t. VIII, p. 189-239.
* — (1961). — Problèmes de la géologie de l'Antécambrien en Ahaggar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e série, t. III, p. 133-142.
Leneuf N. (1959). — L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. *Thèse, publ. ORSTOM*, Paris.
Leredde C. (1957). — Étude écologique et phytogéographique du Tassili des Ajjer. *Trav. I.R.S., Mém. série Tassili*, t. 2, 455 p.
Lessard L. (1959). — Note préliminaire sur la géologie des Tassilis Ouan Ahaggar. *C.R. Soc. géol. Fr.*, nº 6, p. 151.
* Lhoste J.M. et Aulard C. (1963). — Montagnes du Hoggar. *Publ. Club Alpin fr.*, Alger, 152 p.
* Llabador F. (1961). — Mollusques subfossiles terrestres et fluviatiles recueillis par M. Rognon à Idelès (versant septentrional du Hoggar). *Bull. Soc. Hist. Nat. Af. N.*, t. 52, janv.-mars 1961, p. 73-93.
Lliboutry L. (1954). — Les massifs du Nevado Juncal (Andes de Santiago). Ses pénitents et ses glaciers. *Rev. Géogr. Alp.*, p. 465-495.

* Maire R. (1940). — Mission scientifique du Hoggar, étude sur la flore et la végétation du Sahara central, Alger, t. III.
Maignien R. (1958). — Le cuirassement des sols en Guinée. *Mém. du Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, nº 16, 239 p.
* Malaurie J. (1950 a). — Sur la faible importance de la désagrégation mécanique et sur l'évolution des pentes dans le massif du Hoggar. *C.R. Acad. Sc.*, t. 230, p. 2307-2309.
* — (1950 b). — Premiers résultats d'une mission géomorphologique dans le massif du Hoggar. *C.R. Soc. Sc. Nat. Maroc*, t. XVI, p. 80-82.
— (1962). — Contribution à l'étude géomorphologique du N.O. du Groenland. *Thèse dactylogr.* Paris, 3 vol., 1355 feuilles.
Manguin E. (1962). — Diatomite et milieu désertique. In Mission Berliet-Ténéré Tchad, *Arts et Métiers graphiques*. Lyon, p. 271-276.
Marthelot P. (1959). — Note sur un décollement de versant de la vallée de l'Atatfa. *XXIVe Congr. Soc. Sav.*, Dijon.
* Merlet J. (1962). — Note relative aux phases sismiques observées entre 100 et 200 km dans le massif du Hoggar. *C.R. Acad. Sc.* Paris, t. 255, p. 3441.
Meunier A.R. (1961). — Étude géomorphologique du NE du Brésil. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e série, III, nº 5 p. 492-500.
Meyer A. (1953). — Notes vulcanologiques. *Serv. géol. Congo belge*, Mém. nº 2.
Millot G. (1949). — Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Thèse sciences Nancy* et *Géol. Appl. Prospec. Min.*, 2, nos 2, 3, 4 - 352 p.
— (1964). — Géologie des argiles. *Masson*, Paris, 499 p.
Millot G. et Bonifas M. (1955). — Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Carte géol. Alsace-Lorraine*, t. 8, fasc. I, p. 1-20.
Monod Th. (1962). — Notes sur le Quaternaire de la région de Tazazmout. El Beyyed (Ad. de Mauritanie). *Actes 4e Cong. Préhist. Panafr.* Léopoldville, série 8, nº 40, p. 177-188.
Muller O. (1899). — Bacillariaceen aus den Natron-thalern von El Kab (Ober Aegypten). *Hedwigia*, Bd 38, p. 274-321.
— (1959). — Rabenhorst's Kryptogamenflora : die Kiselalgen-Pennatae, Leipzig. Band VII, Teil 2.

Oberlin A. et Freulon J.M. (1958). — Étude minéralogique de quelques argiles des séries primaires du Tassili n'Ajjer et du Fezzan. *Bull. Soc. Mineral. et cristal.* LXXXI, p. 186-189.
Oberlin A., Freulon J.M. et Lefranc J.P. (1958). — Étude minéralogique de quelques argiles des grès de Nubie du Fezzan (Libye). *Bull. Soc. Minéral. et Cristal.* LXXXI, p. 1-4.

Pantanelli D. (1885-86). — Vertebrate fossili delle ligniti di Spoleto. *Atti de la Societa toscana di Sienze*, 1885, p. 171 et Mém., vol. VII, 1886, p. 93-99.
Pedro G. (1959). — Considérations sur une forme de l'altération des roches : l'arénisation. *C.R. Acad. Sc.*, t. 248, p. 993-996.

Pelletier J. (1960). — Le relief de la Sardaigne. *Thèse*, Lyon, 484 p.
* Perret R. (1932). — Observations géographiques faites aux cours d'un voyage dans l'Ahaggar. *Bull. A.G.F.*, p. 58-63.
— (1935 a). — Le relief du Sahara, *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, n° 3, p. 211-256 et n° 4, p. 363-410.
— (1935 b). — A travers le pays ajjer, itinéraire de Fort Flatters à Djanet. *A. de Géogr.*, t. XLIV, n° 252, 15 nov.
* — (1947). — Voyage au Sahara central. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 11-20.
* — (1952). — Le relief des granites de l'Ahaggar. *Bull. A.G.F.*, mai-juillet, p. 82-88.
* — (1953). — Morphologie de quelques îlots granitiques du Sahara français. *Bull. Soc. roy. géogr. d'Egypte*, p. 49-56.
* Perret R. et Lombard A. (1932). — Itinéraire d'In Salah au Tahat à travers l'Ahaggar. *A. de Géogr.*, 41, p. 379-398.
* Pons A. et Quézel P. (1956). — Premiers résultats de l'analyse palynologique de quelques paléosols sahariens, *C.R. Acad. Sc.*, t. 243, p. 656-658.
* — (1957). — Première étude palynologique de quelques paléosols sahariens. *Trav. I.R.S.*, t. XVI p. 15-40.
* — (1958). — Étude palynologique d'un guano fossile de l'Atakor (Hoggar). *C.R. Acad. Sc.*, t. 244, p. 2290-2292.

Queney P. (1945). — Classification aérologique des types de temps au Sahara français. *Trav. I.R.S.*, t. III, p. 13-26.
* Quézel P. (1954). — Contribution à l'étude de la flore et de la végétation du Hoggar. *Publ. I.R.S., Monogr. région.*, n° 2, 164 p.
— (1960). — Flore et palynologie sahariennes. Quelques aspects de leur signification biogéographique et paléo-climatique, *Bull. IFAN* XXII, série A, n° 2, p. 353-360.
Quézel P. et Martinez C. (1958). — Étude palynologique de deux diatomites du Borkou. *Bull. Soc. Hist. Nat. Af. N.*, n° 6, p. 230-243.
* — (1958-1959). — Le dernier interpluvial au Sahara central, essai de chronologie palynologique et paléo-climatique. *Libyca*, t. VI-VII, p. 211-225.
— (1962). — Premiers résultats de l'analyse palynologique de sédiments recueillis au Sahara méridional par la Mission Berliet-Tchad. *Doc. Scient. des missions Berliet-Ténéré-Tchad*, Paris, p. 313-327.
* Quézel P. et Thebault J.Y. (1959). — Palynologie et datation du volcanisme récent de l'Ahaggar. *Bull. Scient. et écon. B.R.M.A.*, n° 6, p. 59-64.

Raguin E. (1957). — Géologie du granite. *Masson*, Paris, 274 p.
Raulais R. (1951). — Du Crétacé probable sur les hauts reliefs sahariens, *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 22-23.
Raynal R. (1961). — Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya, étude géomorphologique. *Thèse*, Rabat, 619 p.
* Ranoux J. (1955). — Les granites de Tejorak et de Tiouéiine. *Bull. scient. et écon. du B.R.M.A.*
— (1956). — Les granites de Tihaliouine et Issedière, rapport B.R.M.A. *(inédit)*.
* Reboul C., Moussu H. et Lessard L. (1962). — Notice explicative de la carte géologique du Hoggar 1/500 000 *B.R.G.M.* Paris, 96 p.
* Regnier J. (1959). — Un gisement paléolithique à Idelès. *Bull. L. Sah.*, t. IX, n° 36, p. 293-294.
Reifenberg A. (1936). — The soils of Palestine, London.
— (1952). — The soils of Syria and the Lebanon. *The Journal of Soil Science*, vol. 3, n° 1, p. 68-88.
Reinhold Th. (1937). — La flore fossile à Diatomées de Moliro. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXI, p. 39-54.
* Remy J.M. (1959). — Contribution à l'étude géologique et pétrographique du SE de l'Amadror en Ahaggar. *Thèse dactylographiée*, Paris, 227 p.
Reygasse M. (1935). — Découverte d'ateliers de technique acheuléenne dans le Tassili des Ajjer (erg Tihodaïne). *Bull. Soc. préhist. fr.*, t. XXXII, p. 358-362.
Rittmann A. (1963). — Les volcans et leur activité. *Masson*, Paris, 462 p.
Roch E. (1953). — Itinéraires géologiques dans le Nord du Cameroun et le SE du Tchad. *Bull. Serv. Mines Cameroun*, n° 1, p. 11-110.
* Rognon P. (1959). — Les alluvions prévolcaniques du Téhé n'Tsita (NE de l'Atakor). *Trav. I.R.S.*, t. XVIII, p. 57-74.
* — (1960 a). — L'évolution morphologique des vallées de l'Atakor. *Trav. I.R.S.*, t. XIX, p. 25-49.
* — (1960 b). — Le tracé des oueds sur la carte 1/200 000 IGN, feuille Assekrem. *Bull. L. Sah.*, XI n° 37, p. 85-86.

* — (1961 a). — Modification de l'altération argileuse depuis la fin du Tertiaire dans le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 186-188.
* — (1961 b). — Découverte d'alluvions fossilifères dans l'Atakor. *Trav. I.R.S.*, t. XX, p. 199-201.
* — (1961 c). — Les types d'encroûtements calcaires dans les vallées du Nord de l'Atakor. *Bull. Soc. Hist. Nat. Af. N.*, t. 52, p. 94-103.
* — (1962). — Observations nouvelles sur le Quaternaire du Hoggar. *Trav. I.R.S.*, t. XXI, p. 57-79.
* — (1963 a). — L'évolution actuelle des formes du relief de l'Atakor. *Trav. I.R.S.*, t. XXII, p. 61-78.
* — (1963 b). — Le modelé de haute montagne dans l'Atakor (Sahara central). *Bull. A.G.F.*, n° 311-312, p. 13-28.
* — (1964). — Altérations successives des plus anciens basaltes de l'Atakor depuis le début du Tertiaire. *Abstracts of Papers, XX^e Congr. intern. géogr.* Londres, p. 100.
* — (1967). — Le milieu désertique à affinités montagnardes de l'Atakor. Ses conséquences sur la vie humaine du massif. *Thèse secondaire.* Paris *(inédite).*

Rondeau A. 1961). — Recherches géomorphologiques en Corse. *Thèse*, Paris, 573 p.
Rougerie G. (1951). — A propos de l'étude morphoscopique des galets équatoriaux, *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, t. 5, p. 80-82.
— (1960). — Le façonnement actuel des modelés en Côte-d'Ivoire forestière. *Mém. I.F.A.N.*, n° 58, Dakar, 542 p.
Roukhine L.B. (1955). — Les bases de la lithologie, étude des formations sédimentaires. t. I, trad. Pietresson-de-Saint-Aubin, 476 p.
* Royer C. et Zundel J. — Rapport de fin de mission Hoggar, 1956-1957, B.R.M.A., Alger *(inédit).*

Schmidt A. (1874-1884). — Atlas der Diatomaceen-Kunde, 3 vol., 212 planches.
Segalen P. (1956). — Étude des sols dérivés des roches volcaniques basiques à Madagascar. *Thèse*, Paris. *Mém. Inst. scient. Madagascar*, série D, t. VIII, 182 p.
* Seurat L.G. (1934). — Études zoologiques sur le Sahara central. *Mém. Soc. Hist. Nat. Af. N.*, n° 4, Mission du Hoggar, IV, Alger.

Termier H. et Termier G. (1956). — L'évolution de la lithosphère. I, Petrogenèse, *Masson*, Paris, 655 p.
* Thebault J.Y. (1961). — Caractère de façonnement continental de certaines formations détritiques du Hoggar. *Bull. B.R.G.M.*, n° 4, p. 17-47.
Tixier J. (1956). — Le hachereau dans l'Acheuléen nord-africain, notes typologiques. *Congr. préhist. Fr.*, Poitiers-Angoulême.
de Toni J. (1888). — Sylloge Algarum.
Tricart J. (1950). — Premiers résultats d'une étude de galets fluviatiles actuels au Gabon. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, n° 13, p. 224-226.
— (1959). — Géomorphologie dynamique de la moyenne vallée du Niger. *A. de Géog.*, p. 333-343
— (1961 a). — Notice explicative de la carte géomorphologique du Delta du Sénégal. *Mém. B.R.G.M.*, n° 8, 137 p.
— (1961 b). — Caractéristiques fondamentales du système morpho-génétique des pays tropicaux humides. *Inf. Géog.*, sept., oct., p. 155-169.
Tricart J. et Brochu M. (1955). — Le grand Erg ancien du Trarza et du Cayor. *Rev. géom. dynam.*, p. 145-177.
Tricart J. et Cailleux A. (1960-1961). — Le modelé des régions sèches t. I et II, *C.D.U.* Paris, 129 et 179 p.
Tricart J. et Cardoso da Silva T. (1958). — Aspects généraux de la sédimentation du bassin de Taubaté (Saint-Paul, Brésil). *Eclogae géol. Helv.*, vol. 51, n° 3, p. 784-825.
Tricart J., Joly F. et Raynal R. (1955). — Etude morphométrique des galets nord-africains. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 13, Notes et Mém., n° 128, p. 49-83.
Tricart J. et Schaeffer R. (1950). — L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rev. géom. dynam.*, p. 151-179.

* Van Campo M., Aymonin G., Guinet P. et Rognon P. (1964). — Contribution à l'étude du peuplement végétal quaternaire des montagnes sahariennes : l'Atakor. *Pollen et Spores*, vol. VI, n° 1, p. 169-194.
* Van Campo M., Cohen J., Guinet P. et Rognon P. (1965). — Flore contemporaine d'un gisement de Mammifères tropicaux dans l'Atakor. *Pollen et Spores*, vol. VII, n° 2, p. 361-371.
Van der Merwe (1941). — Soils groups and subgroups of South Africa. *Dept of Agric. and Forestry Chemistry Series* n° 165. Pretoria, p. 204-205.
Vincent P. (1963). — Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central. *Thèse, Mém. B.R.G.M* n° 23, 197 p.

Vita Finzi C. (1964). — Observations on the Late Quaternary of Jordan. *Palestine Exploration Quaterly*, janv., juin, p. 19-31.

Vogt J. et Black R. (1963). — Remarques sur la géomorphologie de l'Aïr. *Bull. B.R.G.M.*, n° 1, p. 1-29.

Watson E. (1964). — Two Nivation Cirques near Aberystwyth, Wales. *XX^e Intern. Geog. Congr.*, Symposium S7a. Pleistocène geomorphology.

Yacono D. (1964). — Le climat du Hoggar. *D.E.S., géographie, Fac. Lettres*, Paris.

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE

PREMIÈRE PARTIE :

Fig. 1. — Carte d'ensemble du bouclier du Hoggar 20
Fig. 2. — Profil en long de l'O. Igharghar Nord 26
Fig. 3. — Le bourrelet et les massifs volcaniques du Hoggar central 32
Fig. 4. — Coupes géologiques Est-Ouest et SSE-NNO à travers l'Atakor 40
Fig. 5. — Fréquence et hauteur mensuelles des pluies à Tamanrasset 56

DEUXIÈME PARTIE :

Fig. 6. — Les bordures orientales de l'Atakor : croquis de localisation 65
Fig. 7. — Coupe à l'Est de la Tazoulet 67
Fig. 8. — Le modelé des versants Sud et Sud-Ouest de l'Aokassit 70
Fig. 9. — Les terrasses alluviales dans les oueds entaillant la haute surface à l'Est de Tazrouk . . 71
Fig. 10. — Coupe géologique de l'O. Tileline à Tazrouk 73
Fig. 11. — Coupe de la bordure méridionale de l'Admer 76
Fig. 12. — Les différents stades de la dégradation lente de la vieille surface sommitale au Nord-Ouest de l'Admer 78
Fig. 13. — Coupes d'ensemble et de détail du gisement de l'O. Taménokalt 79
Fig. 14. — Croquis de localisation et coupe détaillée du gisement de l'O. Ansassarène. . . . 83
Fig. 15. — Coupes de trois gisements d'arkoses sur la surface prévolcanique 89
Fig. 16. — Granulométrie globale des divers dépôts ou sols corrélatifs de la surface sommitale fossilisée par les premiers basaltes 91
Fig. 17. — Localisation des dépôts antévolcaniques de l'O. Temorte. 92
Fig. 18. — Composition chimique des divers dépôts et sols corrélatifs de la surface sommitale . . 95
Fig. 19. — Localisation des différents dépôts pré-volcaniques de l'O. Tessemeddet 97
Fig. 20. — Courbes granulométriques des sables des dépôts corrélatifs de la surface sommitale . . 99
Fig. 21. — Les minéraux lourds inclus dans les dépôts corrélatifs de la vieille surface sommitale. . 100
Fig. 22. — Les témoins sédimentaires autour de l'In Toukfissine 103
Fig. 23. — Tirehitine : coupe des grès et argiles des buttes résiduelles prévolcaniques. 105
Fig. 24. — Tirehitine : coupe des grès selon l'axe de la vallée Nord Sud (gisement C). 107
Fig. 25. — Granulométrie des grès de Tirehitine. 110
Fig. 26. — Croquis de localisation du gisement du Téhé n'Tsita. 112
Fig. 27. — Granulométries comparées des argiles des O. Temorte et Tirehitine, du Téhé n'Tsita, et du Ras Istène. 116
Fig. 28. — Coupe Nord Sud au Téhé n'Tsita 120
Fig. 29. — Sol rouge à la base de la plus ancienne coulée volcanique du Téhé n'Tsita. 123
Fig. 30. — Histogrammes des indices d'émoussé des galets antévolcaniques. 126
Fig. 31. — Coupes des alluvions prévolcaniques à l'Ouest du Téhé n'Tsita et dans l'O. Éferezi. . . 128
Fig. 32. — Disposition des coupes du gisement du Ras Istène 132
Fig. 33. — Courbes granulométriques des sables du Téhé n'Tsita, et du Ras Istène. 134
Fig. 34. — Comparaison de quelques données caractéristiques des galets antévolcaniques 136
Fig. 35. — Grès anciens et série de remaniement : coupes récapitulatives 137
Fig. 36. — Les minéraux lourds dans les sables de Téhé n'Tsita, Ras Istène et Éferezi 139
Fig. 37. — Essai de corrélation des grès antévolcaniques de l'Atakor avec les autres formations sédimentaires du Hoggar 144
Fig. 38. — Coupes schématiques des grès au voisinage du bordj de Serouenout 148
Fig. 39. — Pourcentage des minéraux lourds dans les grès de Tiheritine et de Serouenout 149
Fig. 40. — Carte de localisation des principaux gisements sédimentaires antévolcaniques 153

TROISIÈME PARTIE :

Fig. 41. — Carte d'ensemble des reliefs volcaniques de la Koudia . . . 163
Fig. 42. — Coupes dans les trapps du Téhé Tesserdemt et du Tamekitène . . . 167
Fig. 43. — Autres coupes dans les trapps de la Koudia orientale . . . 168
Fig. 44. — Courbes granulométriques des argiles pédologiques de Tebazaït et Ihérane . . . 173
Fig. 45. — Diagrammes comparatifs des sols fossiles rouges de l'Atakor et de sols tropicaux actuels sur basalte . . . 175
Fig. 46. — Composition chimique de sols rouges interstratifiés dans les trapps . . . 180
Fig. 47. — Composition chimique des sols bruns quaternaires de l'Atakor . . . 191
Fig. 48. — Comparaison des sols tertiaires rouges et des sols quaternaires bruns de l'Atakor . . . 195
Fig. 49. — Diagrammes comparatifs des sols bruns fossiles de l'Atakor et de sols bruns actuels de la zone méditerranéenne sur basalte . . . 199
Fig. 50. — Profil de versant à niches de névé en amont d'Afilale . . . 201
Fig. 51. — Quelques exemples de traces d'anciens névés sur des versants basaltiques . . . 203
Fig. 52. — Modelé des versants de la haute vallée de l'O. Issedjène . . . 204
Fig. 53. — Coupe et croquis de détail du modelé des versants dans les hauts oueds Issedjène et Aharouah . . . 206
Fig. 54. — La haute vallée de l'O. Aharouah . . . 207
Fig. 55. — Les glacis d'érosion à l'extrémité orientale de la Koudia . . . 209
Fig. 56. — Les emboîtements de glacis en roche tendre au confluent des O. Tebazaït et In Daledje, et à Afilale . . . 212
Fig. 57. — Couverture du glacis le plus récent dans l'O. In Dalèdje . . . 213
Fig. 58. — Terrasses du haut O. Tarhoumout et de la rive droite de l'O. Abdassène . . . 215
Fig. 59. — Les trois niveaux emboîtés du haut O. Indegane . . . 218
Fig. 60. — Les glacis et terrasses de l'O. Torak dans la Koudia orientale . . . 220
Fig. 61. — Coupe des glacis de l'O. Tesselsel supérieur . . . 221
Fig. 62. — La haute vallée de l'O. Tesselsel et la petite plaine d'Elek . . . 222
Fig. 63. — Les petites dépressions du Tassa n'Djena Nord . . . 223
Fig. 64. — Essai d'explication des « cordons de pierre » du Tassa n'Djena Nord . . . 224
Fig. 65. — Terrasses et glacis du haut O. Ouan Télène . . . 226
Fig. 66. — Schéma récapitulatif des formes d'érosion de la Koudia orientale . . . 227
Fig. 67. — Les phases morphologiques du modelé des vallées dans la Koudia . . . 227
Fig. 68. — Coupes schématiques des grands reliefs phonolitiques . . . 230
Fig. 69. — Croquis panoramique du flanc Sud du Tahat . . . 233
Fig. 70. — Le versant Sud-Est du Serdjate . . . 234
Fig. 71. — Croquis du versant Sud-Est du Tahat . . . 235
Fig. 72. — Coupe schématique du versant Sud-Ouest du Tahat . . . 236
Fig. 73. — Modelé des versants Nord-Ouest et Nord-Nord-Ouest du Tamahaguéni . . . 241
Fig. 74. — Les vallons évasés de l'Assekrem . . . 245
Fig. 75. — Quelques formes de versants « inactuels » dans la Koudia occidentale . . . 247
Fig. 76. — Quelques coupes de détail des moraines du Tahat . . . 253
Fig. 77. — Modelé de versants autour de quelques pitons de lave « acide » . . . 257
Fig. 78. — Le modelé des versants autour des appareils du Téhé tin Taratimte et du Tirégounine . 258
Fig. 79. — Le rôle des prismes sur la morphologie des pitons de lave « acide » . . . 259
Fig. 80. — Bulbes de lave « acide » à divers stades d'évolution morphologique . . . 261
Fig. 81. — Types d'appareils de lave « acide » avec début d'épanchement . . . 262
Fig. 82. — Formes d'érosion différentielle dans quelques appareils « acides » typiques . . . 263
Fig. 83. — La haute vallée de l'O. Amsa à l'amont d'In Tafeute . . . 267
Fig. 84. — Schéma de localisation des différents reliefs de la région de l'O. Azig et du Tiridaline . . 269

QUATRIÈME PARTIE :

Fig. 85. — Croquis de localisation des massifs d'In Tounine et Aheleheg . . . 278
Fig. 86. — Deux coupes à travers le Taourirt de l'Aheleheg . . . 283
Fig. 87. — Les mesas basaltiques au centre de l'Aheleheg . . . 288
Fig. 88. — Le cuirassement des versants rocheux de l'Aheleheg . . . 290
Fig. 89. — Courbes granulométriques de quelques sables de l'Aheleheg . . . 291
Fig. 90. — L'évolution morphologique du Taourirt de l'Aheleheg . . . 296

Fig. 91. — L'évolution morphologique de la bordure Sud-Ouest de l'Aheleheg 299
Fig. 92. — L'évolution morphologique du flanc Est de l'Aheleheg 302
Fig. 93. — Le rôle prépondérant des diaclases dans le modelé du granite fin de la bordure Sud-Est de l'Aheleheg 304
Fig. 94. — La petite plaine intérieure à l'Est de l'Échine 305
Fig. 95. — Deux coupes à travers l'Échine et les bordures Sud et Est de l'Aheleheg 309
Fig. 96. — Pédiment perché sur la rive gauche de l'O. In Tounine 319
Fig. 97. — Le talus de l'O. Aguentor (Ouest de l'In Tounine) 323
Fig. 98. — Le massif granitique de Tessibent 328
Fig. 99. — Le massif granitique de Torak et la dépression de Tedrouri 331
Fig. 100. — Les contreforts granitiques de la face Ouest de la Koudia 334
Fig. 101. — Le massif de gabbro de Tarámaste 335
Fig. 102. — Deux coupes d'alluvions très anciennes en bordure de la Taessa 338
Fig. 103. — Les reliefs très différenciés dans les granites entre la Taessa et l'Ifrak 344
Fig. 104. — Coupes à travers le granite du massif d'Ifrak 351
Fig. 105. — La dépression volcano-tectonique du Tahag 356
Fig. 106. — Essai d'explication du crypto-volcanisme du bassin du Tahag 358
Fig. 107. — Croquis de localisation des reliefs granitiques de la bordure Nord-Nord-Est d'Hirafok à Idelès 367
Fig. 108. — Coupes de deux inselbergs de la bordure Nord : le Taderaze et l'inselberg du haut O. In Amertek 370
Fig. 109. — Coupes à travers les plaines et inselbergs de la bordure Nord-Est 373
Fig. 110. — Coupes successives le long du talus Abarga,-O. Tezaït 377
Fig. 111. — Carte schématique de la région de l'Ouan Helleguen 384
Fig. 112. — Les étapes de l'évolution morphologique de l'alvéole de l'O. Takacherouet 396

CINQUIÈME PARTIE :

Fig. 113. — Coupe SSO-NNE dans les granites au pied du talus d'Itakalen 413
Fig. 114. — Carte schématique de la région de l'Oualadjane 416
Fig. 115. — La haute vallée de l'O. Timédouine 419
Fig. 116. — Les coulées emboîtées de l'O. Idjef Melène 420
Fig. 117. — Exemples de datations des éruptions volcaniques récentes d'après les terrasses de l'O. Tezaït 427
Fig. 118. — Le volcanisme récent du Manzaz et le raccord entre l'Atakor et la plaine de l'Igharghar 431
Fig. 119. — Essai de comparaison des influences tectoniques au Hoggar et au Tibesti central et occidental 435
Fig. 120. — Coupe Nord-Sud montrant le rôle de la tectonique récente dans l'Atakor 439
Fig. 121. — Carte tectonique de l'Atakor 441
Fig. 122. — Quelques types de relations entre tectonique et volcanisme dans le Sahara central . . 443
Fig. 123. — Croquis de localisation des reliefs du flanc Ouest de l'Atakor 448
Fig. 124. — Coupes Est-Ouest au Sud du Tan Okatine (flanc Ouest) 451
Fig. 125. — Coupes d'ensemble et de détail des dépôts lacustres villafranchiens de l'Ilamane . . . 457
Fig. 126. — Les Diatomées de l'Ilamane 462
Fig. 127. — Coupes transversales dans le cône de l'Arhil 464
Fig. 128. — Profils longitudinaux du cône de l'Arhil 465
Fig. 129. — Courbes granulométriques des sables éoliens de Tarhenanet 468
Fig. 130. — La dépression volcano-tectonique de l'O. Temorte et son évolution au Quaternaire . . 472
Fig. 131. — Deux coupes dans les dépôts quaternaires du Tahag 473
Fig. 132. — La dépression du Tahag et ses dépôts quaternaires 477
Fig. 133. — La dépression volcano-tectonique de Tedrouri 480
Fig. 134. — Coupe Est-Ouest à travers les dépôts quaternaires du bassin de Tedrouri 483
Fig. 135. — Coupes des dépôts quaternaires de l'O. Torak 484
Fig. 136. — Les glacis étagés au pied de la crête quartzeuse au Nord-Ouest de Tahifet 490
Fig. 137. — Granulométrie comparée des argiles lacustres « villafranchiennes » : Ilamane, Temorte et Tedrouri 491
Fig. 138. — Localisation des principaux gisements paléo-géographiques postérieurs au début du volcanisme découverts dans l'Atakor 493

Fig. 139. — Le Quaternaire du Sud-Ouest de l'Atakor : Tin Teganet et In Efgoret 497
Fig. 140. — Coupes relevées dans les puits des jardins d'Idelès 499
Fig. 141. — Granulométrie des alluvions du Puits Barrère (Idelès) 500
Fig. 142. — Le gisement de Tin Founès (23 km au Nord d'Idelès) 505
Fig. 143. — Les limons gris et les cailloux gélivés du dernier Pluvial au Nord-Ouest de l'Atakor . . 507
Fig. 144. — Croquis de localisation et courbes granulométriques de l'Erg Tihodaïne 510
Fig. 145. — Comparaison de l'évolution morphologique à basse, moyenne et haute altitude durant le Quaternaire au Hoggar 512
Fig. 146. — Coupes montrant le passage de la terrasse « moyenne » au Pluvial récent et à l'Actuel : O. Tadjmert et Tarhenanet 517
Fig. 147. — Les accumulations calcaires à l'Est d'Idelès 518
Fig. 148. — Essai de reconstitution schématique de l'évolution morphologique de l'Atakor au Tertiaire et au Quaternaire 532

LISTE DES CARTES EN COULEURS

N° 1. — Carte du Tamahaguéni 230
N° 2. — Carte du Serdjate 232
N° 3. — Carte détaillée du flanc Nord-Est du Serdjate 236
N° 4. — Carte de l'Assekrem 240
N° 5. — Carte détaillée du flanc Sud-Est de l'Assekrem 244
N° 6. — La bordure Ouest du Zermezoug 248
N° 7. — Carte du Tahat 256
N° 8. — L'inselgebirg de l'Aheleheg 312
N° 9. — Le massif de l'In Tounine 320
N° 10. — Le cône de l'Arhil au pied de l'Ilamane 464
Esquisse morphologique du flanc Nord de l'Atakor (en pochette).

LISTE DES TABLEAUX

Comparaison des surfaces des bassins versants et des alluvions de chacun des grands organismes hydrologiques de l'Atakor 41
Moyenne mensuelle du nombre de jours de pluies et de gouttes à Tamanrasset et à l'Assekrem pour la période 1955-1961 (d'après J. Dubief) 52
Répartition du nombre de jours et de la tranche d'eau en 24 heures à Tamanrasset et à l'Assekrem (d'après J. Dubief) 54
Valeurs caractéristiques des sables des « vieux » grès de Tirehitine 109
Fractions granulométriques et quelques argiles des sédiments prévolcaniques 115
Composition chimique de quelques basaltes de l'Atakor 172
Composition chimique comparée des niveaux rouges interstratifiés dans les basaltes anciens de l'Atakor 184
Composition chimique comparée des sols bruns sur basalte 193
Composition chimique comparée des roches du Taramaste et des sols associés 336
Tableau des argiles contenues dans les « sables rouges » sous les « coulées de pente » 364
Composition chimique de différents faciès granitiques du Tadéraze 371
Porosité de quelques granites du talus de l'Abarga 378
Porosité de quelques granites dans l'O. Tileline (Éfeni) 380
Analyses chimiques de quelques granites de la région au Nord-Ouest de l'Atakor 382
Analyses chimiques de quelques granites de la bordure Sud de l'Atakor 388
Porosité de quelques granites de la région d'Aguenar (Ouest de Tamanrasset) 389
Analyse de quelques argiles de la terrasse « moyenne » du Takacherouet 398

Composition pétrographique des sables de Tarhenanet et de Laouni 468
Répartition des pollens trouvés dans les dépôts de Tahag, Tin Tebarert et Tarhenanet, d'après leurs aires géographiques d'origine 475
Tin Tamatt, granulométrie de la terrasse postérieure à l'Acheuléen I (d'après H. J. Hugot) 506
Analyses chimiques de sols noirs ou bruns développés sur les roches du socle lors du dernier Pluvial frais 515
La composition minéralogique des argiles contenues dans les sols du dernier Pluvial développés sur roches du socle et sur basaltes 516
Composition minéralogique des argiles contenues dans les limons bruns de la terrasse limoneuse récente 523
Essai de corrélation entre les différents gisements quaternaires découverts dans l'Atakor, sur les bordures du massif ou dans d'autres régions du Sahara central 530

TABLE DES PLANCHES

I. — Premier groupe de formes topographiques : les appareils de lave « acide ».
II. — Trois paysages caractéristiques des régions basaltiques.
III. — Troisième groupe de formes topographiques : les reliefs granitiques.
IV. — L'évolution morphologique de la surface sommitale.
V. — Les buttes témoins de grès pré-volcaniques : Tiréhitine.
VI. — Les alluvions pré-volcaniques du Téhé n'Tsita.
VII. — Les plus anciens épanchements basaltiques.
VIII. — Les glacis d'érosion entaillant les basaltes altérés.
IX. — Solifluction et niches de névé.
X. — Formes de reliefs liées à la présence des névés.
XI. — Niches de névés et bourrelets morainiques.
XII. — Les moraines du Nord-Nord-Ouest du Tahat.
XIII. — Érosion différentielle dans les « bulbes » de lave « acide ».
XIV. — Quelques reliefs du massif granitique de l'Aheleheg.
XV. — Les bordures de l'Aheleheg.
XVI. — Les bordures de l'Aheleheg (suite).
XVII. — Formes d'érosion particulières dans l'Aheleheg.
XVIII. — In Tounine et massif de Torak.
XIX. — Reliefs granitiques au Sud-Ouest de l'Ilamane.
XX. — Le Quaternaire du bassin de Tin Tebarert (Ilamane).
XXI. — Les dépressions volcano-tectoniques de l'Atakor.
XXII. — Volcanisme et sédimentation dans les dépressions volcano-tectoniques.
XXIII. — Quelques pollens caractéristiques des flores quaternaires.
XXIV. — Quelques Diatomées fossiles de l'Atakor.
XXV. — Problème morphologiques des « basaltes des plateaux ».
XXVI. — Le volcanisme « acide » à la bordure Sud-Est : O. Tandjète.
XXVII. — Le volcanisme très récent et ses ultimes manifestations.
XXVIII. — Reliefs granitiques de la bordure Nord-Est.
XXIX. — Reliefs granitiques à la bordure Sud-Ouest.
XXX. — Les dépôts quaternaires de la bordure Nord-Est.
XXXI. — Les glacis étagés du Takacherouet.
XXXII. — Vestiges du Quaternaire récent sur le flanc Sud.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS 7
NOTICE 12

PREMIÈRE PARTIE : Présentation de l'Atakor 15

Chap. I. — La place de l'Atakor dans le Hoggar 17
I. — L'Atakor : un important relief résiduel au centre du Hoggar ? 19
— Tous les reliefs extérieurs au bourrelet paraissent répondre à la définition d'inselbergs de dureté 19
— L'originalité du bourrelet central 22
II. — L'Atakor : un relief « jeune » d'origine tectonique ? 24
— L'Atakor a connu une succession de manifestations volcaniques. . . . 24
— L'Atakor est entaillé par un réseau de vallées bien marquées et très denses. 25
— La continuité du volcanisme et l'ampleur de la « reprise d'érosion » font penser à un massif d'origine tectonique 27
III. — Intérêt de l'étude morphologique et délimitation de l'Atakor 28

Chap. II. — Une montagne constituée de roches volcaniques et cristallines . 33
I. — L'Atakor est un massif à pentes relativement douces 33
— Les formes topographiques prédominantes sont des plateaux étagés. . . 33
— Il est possible malgré tout de distinguer des contrastes régionaux. . . 34
— L'originalité du modelé de dissection très développé en contrebas des plateaux 37
II. — Le rôle original du volcanisme dans la morphologie de l'Atakor. 41
— Cet aspect pelliculaire du volcanisme a conduit à des interprétations bien différentes. 42
— L'accord n'est réalisé que pour la dernière phase de ce volcanisme. . . 43
— Conclusion 44
III. — La place prépondérante des affleurements du socle dans l'Atakor et sur ses bordures. 45
— Extension et diversité des roches granitiques. 45
— A l'Est et à l'Ouest d'un triangle central, les granites laissent la place à des séries de schistes cristallins 48
IV. — Conclusion 48

Chap. III. — Une montagne en milieu désertique 51
— Dans ce désert continental, le phénomène climatique le plus courant est la période sèche 51
— L'altitude augmente la durée et l'intensité des pluies. 52
— La quantité des pluies tombées et sa répartition annuelle. 55
— L'altitude diminue les températures et modifie leurs variations 57
— Tous ces facteurs climatiques s'associent pour donner un système d'érosion original. 57

Chap. IV. — Conclusion : Diversité des paysages et des problèmes géomorphologiques posés. 59

DEUXIÈME PARTIE : La surface sommitale de l'Atakor oriental 61

Chap. I. — La dégradation d'une haute surface taillée dans le socle 63
I. — La Tazoulet et ses reliefs appalachiens développés dans des schistes cristallins. 64
— Cette individualité de la Tazoulet provient de l'affleurement d'une série rubannée nettement différenciée 64
— A l'Est, la vieille surface dégradée est parsemée de très rares inselbergs et entaillée progressivement par les vallées. 68
II. — Les hautes plainettes granitiques bordant les plateaux basaltiques. 73
— Les vallées granitiques de la bordure orientale 74
— La rapide dégradation de la surface sommitale au Nord et au Nord-Ouest. 75
III. — Le rôle morphologique de la surface fossile dans le reste de l'Atakor . . . 85
— Dans l'Atakor oriental 85
— Dans l'Atakor occidental 85

Chap. II. — Morphogenèse et essai d'identification de la surface sommitale . . 87
I. — Les dépôts corrélatifs indiquent une altération faible de type tropical sec. . 87
— Des arènes et des arkoses souvent ferrugineuses sont les faciès les plus simples et les plus fréquents 87
— La complexité augmente avec l'étude des alluvions antévolcaniques de l'O. Temorte. 91
— Le gisement de l'O. Tessemeddet 96
— Conclusion. 101
II. — Présence de vestiges d'une couverture sédimentaire sur la vieille surface en bordure de l'Aleksod 102
— Une butte-témoin d'une véritable couverture sédimentaire : le gisement de l'O. Tirehitine 102
— Le remaniement de ces « vieux grès » : Téhé n'Tsita, Ras Istène, Eferezi. . 111
— Complexité de cette série sédimentaire. 136

Chap. III. — Essai de corrélation avec les autres formations sédimentaires du Hoggar 143
I. — Une couverture primaire ?. 143
II. — Une couverture mésozoïque ?. 147

TROISIÈME PARTIE : La diversité des reliefs volcaniques de la Koudia. 155

Chap. I. — Les reliefs tabulaires basaltiques 157
I. — Ces plateaux volcaniques résultent de la destruction d'un vieil édifice basaltique. 157
— L'Aleksod noir. 158
— In Zouzame, In Taraïne et leurs annexes 159
— L'émiettement des trapps dans la Koudia occidentale. 162
II. — La fragilité de l'édifice volcanique est due à l'existence de niveaux argileux à la base des trapps 166
— Description des niveaux de basalte altéré 166
— Intensité de cette altération pédologique. 171
— Conclusion. 185
III. — L'édification du massif actuel et les altérations récentes dès basaltes. . . 185
— La mise en place des coulées supérieures 185
— Les altérations récentes des basaltes : les sols bruns 190
— L'ampleur des phénomènes de gel ancien confirme bien cette association du froid et de l'humidité. 200

IV. — Les périodes actives de façonnement des versants 202
— Les grands versants du Tesserlite 202
— Genèse et chronologie des glacis en roche tendre 210
— Les coulées boueuses et la solifluction. 218
— Conclusion : variété des paysages de vallées 225
V. — Conclusion sur l'évolution des reliefs de trapps 226

Chap. II. — Les reliefs de lave « acide » de la Koudia occidentale 229
I. — Les lourds reliefs de coulées phonolitiques. 229
— Des entablements d'origine structurale. 229
— Description et interprétation des formes d'éboulis phonolitiques 233
— Ces versants phonolitiques conservent de belles formes de nivation. . . 242
— Moraines et glacier rocheux du flanc Nord du Tahat 250
— Conclusion. 255
II. — Morphologie des aiguilles et des dômes « acides ». 256
— Formes structurales et formes d'érosion 256
— Rôle de ces protrusions sur la morphologie d'ensemble de la Koudia occidentale 266
— Conclusion. 270

QUATRIÈME PARTIE : Reliefs d'érosion différentielle dans le socle sur les flancs et les bordures de l'Atakor 271

Chap. I. — Les inselbergs complexes de l'Aheleheg et de l'In Tounine. 277
I. — L'Aheleheg, type d'Inselgebirge structural. 281
— L'individualisation du Taourirt par rapport au reste du batholite . . . 282
— Mise en relief de l'ensemble du batholite. 297
— Conclusion sur l'ensemble de l'Aheleheg 311
II. — L'In Tounine, Inselgebirge plus entamé par l'érosion. 312
— Un développement considérable de la surface sommitale. 313
— Extension restreinte du niveau moyen. 316
— L'inégal dégagement des bordures. 320
— Conclusion sur l'In Tounine. 324

Chap. II. — Les contreforts granitiques de la face Ouest de la Koudia. 325
I. — Tessibent, Torak, et le « massif » de Taessa. 327
— Le Tessibent est un exemple extrêmement schématique 328
— La morphologie du Torak est légèrement plus complexe 329
— La Taessa : un résumé de toute l'évolution de ces massifs granitiques. . 333
II. — Bassins et surfaces d'érosion de la partie Nord de la zone granitique. . . . 342
— Les reliefs très différenciés au voisinage de la ligne de faîte 342
— Les surfaces d'érosion sur les granites du flanc Nord 348
III. — L'influence des facteurs tectoniques. 354
— L'existence de dépressions « volcano-tectoniques » 354
— Extension de ces conclusions au reste de la Koudia. 359

Chap. III. — Alvéoles et petits inselbergs sur les bordures de l'Atakor. 363
I. — Essai de définition des conditions morphologiques lors de leur formation. . 363
II. — Plaines et petits inselbergs de la bordure septentrionale 366
— Le substratum du Manzaz est une surface remarquablement évoluée . . 366
— Les reliefs d'érosion différentielle au contact des plaines bordières et de l'Atakor. 376
III. — Alvéoles et crêtes pseudo-appalachiennes de la bordure Sud-Ouest (Ouan Helleguen) 383

— La plaine granitique de Tit. 385
— La plaine granitique d'Aguenar 387
— La petite plaine de Tamanrasset 391
— Les dépressions perchées en arrière des plaines de bordure. 392

CINQUIÈME PARTIE : Relations entre la montagne et les plaines environnantes. . . . 401

Chap. I. — L'Atakor, relief « jeune » d'origine tectonique 405
I. — L'évolution tectonique de la bordure méridionale 405
— Les accidents SE-NO à ESE-ONO de la région Sud-Ouest (Ouan Helleguen). 405
— L'ampleur de l'érosion au Sud-Est de l'Atakor. 409
— Un lambeau de surface gauchie épargnée entre les bordures Sud-Ouest et Sud-Est 417
II. — Les déformations tectoniques du Nord-Est de l'Atakor. 418
— La prolongation des accidents du flanc Sud sur le versant Nord-Est. . . 418
— Le raccord entre l'Atakor et la plaine de l'Igharghar. 427
III. — Essai de classement chronologique de ces mouvements tectoniques successifs 434
— L'apparition du bourrelet OSO-ENE. 434
— La grande période d'apparition des « protrusions » acides 439
— Les petits appareils basaltiques du Quaternaire récent. 444
— Le rôle probable de l'accident « Ouest-Atakor ». 446
— Le résultat final : l'individualisation d'une coupole presque régulière. . 453

Chap. II. — La transition entre l'évolution morphologique de la haute montagne et celle des bordures. 455
I. — Le Quaternaire du bassin de Tin Tebarert et la liaison avec la morphologie des versants phonolitiques. 455
— Une phase lacustre d'âge villafranchien 456
— Le façonnement des longs versants de l'Arhil. 463
— L'évolution postérieure à la terrasse moyenne 467
II. — Le Quaternaire du Tahag et de l'O. Temorte 469
— La phase lacustre villafranchienne. 470
— La mise en place des terrasses fluviatiles postérieures. 476
— La coupe du Tahag est capitale pour la compréhension du Quaternaire du Hoggar 478
III. — Précisions sur le Quaternaire récent : le bassin de Tédrouri. 479
— La sédimentation antérieure au culot de lave. 479
— Le Quaternaire postérieur au culot « acide » 483

Chap. III. — L'évolution quaternaire sur les bordures : essai de corrélation entre la morphologie de l'Atakor et celle des plaines périphériques. . . 489
I. — Observations et hypothèses sur la période villafranchienne 489
— Les régions « basses » fournissent deux sortes de témoignages se rapportant à cette période 489
— Essai d'interprétation. 492
II. — Le Villafranchien supérieur et le Paléolithique inférieur. 494
— Une évolution complexe en montagne 494
— L'évolution morphologique très faible sur les bordures de l'Atakor. . . 496
III. — La fin du Paléolithique inférieur marque un tournant capital dans l'évolution morphologique. 501
— Essai d'explication de cette « crise » climatique. 502
— Essai de datation de cette période de climat aride 504
— Cette crise climatique a affecté tout le Sahara central. 508

IV. — Le Pluvial froid le plus récent et le passage aux conditions actuelles . . . 513
— Dépôts marécageux, glacis « récents » et sols bruns sont les témoignages encore extrêmement bien conservés de ce Pluvial. 514
— L'établissement progressif des conditions actuelles. 522
V. — Conclusion : l'évolution morphologique de l'Atakor dans le cadre du Quaternaire saharien 525

CONCLUSION GÉNÉRALE. 531
BIBLIOGRAPHIE 537
LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE. 547
LISTE DES CARTES EN COULEURS 550
LISTE DES TABLEAUX. 550
TABLE DES PLANCHES 553
TABLE DES MATIÈRES. 555

PLANCHES

Les planches montrent les différents aspects de la morphologie de l'Atakor : les types de formes topographiques, les vestiges et l'évolution de la surface sommitale, les reliefs volcaniques de la haute montagne et leur modelé « périglaciaire », les reliefs granitiques de la Koudia et les dépressions volcano-tectoniques et, enfin, les aspects morphologiques des régions bordières de l'Atakor.

Les photos I n° 3, II n° 1, III n° 1, XII n° 2 et 3, XXI n° 2 et XXII n° 3 appartiennent à la collection de J. Boissonnas, celles de la planche V et le n° I de la planche XXVIII à celle de R. Coque. La planche de pollens a été montée au Laboratoire de Palynologie du Museum d'Histoire Naturelle et celle des Diatomées au Laboratoire de Cryptogamie du Museum. Enfin, la photo XXI n° I est l'agrandissement d'un fragment d'une photo aérienne de l'Institut Géographique National.

PLANCHE I

PREMIER GROUPE DE FORMES TOPOGRAPHIQUES : LES APPAREILS DE LAVE « ACIDE »

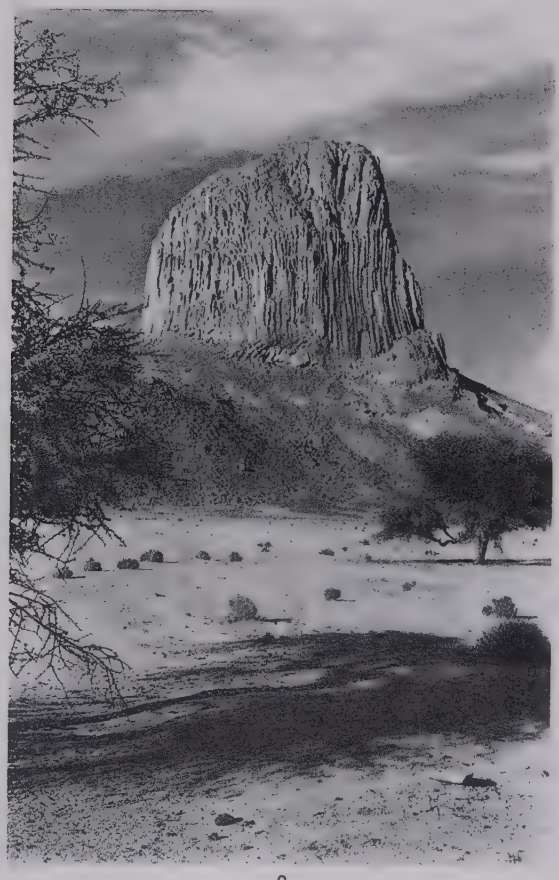
Fig. 1. — Modelé typique de la haute montagne : les gros prismes des appareils trachytiques du groupe du Tezouaït à droite (le piton pointu atteint 2 800 mètres) et de l'Hamada (en avant) sont démantelés par une fragmentation active. Les pentes du premier plan appartenant à un relief de trapps (Tin Ahou, 2 450 mètres) sont adoucies par un épais manteau de débris qui s'étale vers le bas en coulées de solifluction.

Fig. 2. — Ampleur de la désagrégation sur la face Nord-Ouest du gros piton de l'Aouknet qui s'élève à plus de 250 mètres au-dessus de l'O. Amsa dans la Koudia.

Fig. 3. — L'Iharen (1 732 mètres) à 10 km au NE de Tamanrasset. A cette altitude plus basse la falaise prismée ne fournit guère de débris et le cône d'éboulis est si mince par endroits qu'on aperçoit le matériel pyroclastique du soubassement taillé en pente régulière.

1

2



3

1

2

3

PLANCHE II

TROIS PAYSAGES CARACTÉRISTIQUES DES RÉGIONS BASALTIQUES

Fig. 1. — Le vaste plateau du Tassa n'Djena méridional. On aperçoit au fond, à plus de 10 km de distance, divers appareils de lave « acide » (dont l'Ahounahamt) et plus loin, le massif granitique d'In Tounine dominé par l'arête quartzeuse de l'Adrar Haggarène.

Fig. 2. — La haute falaise du Tesserlite dans la vallée de l'O. Issedjène. Une partie du versant, haut de 300 mètres, permet de voir à la base la zone des niveaux rouges argileux fortement empâtée par les débris, puis les corniches plus ou moins dégagées des coulées moins altérées. Enfin, au sommet, un entablement de lave plus visqueuse.

Fig. 3. — Cône strombolien lié aux toutes dernières manifestations volcaniques du flanc Nord. Au premier plan, la surface d'une coulée subhorizontale bien plus ancienne (trapps).

PLANCHE III

TROISIÈME GROUPE DE FORMES TOPOGRAPHIQUES : LES RELIEFS GRANITIQUES

Fig. 1. — La petite plaine de Tagnert dans la Koudia, à 1 000 mètres en contrebas du Tahat (à gauche). On distingue la masse sombre d'un cône strombolien et de quelques coulées de lave ; en avant les vestiges d'un épais remblaiement sableux se raccorde vers l'aval à la terrasse « moyenne ». Le granite intrusif à gros cristaux se désagrège très facilement donnant ce modelé en croupes ravinées d'où émergent des « noyaux » plus durs.

Fig. 2. — Petits inselbergs des Tisselatine sur la bordure méridionale. Ces petits reliefs en « dos d'éléphant », hauts de 70-80 mètres s'individualisent au sein d'un granite équigranulaire intrusif, sans raison lithologique particulière.

Fig. 3. — La plaine sableuse du haut O. In Amertek creusée en contrebas des basaltes du premier plan (coulées inférieures des trapps), s'est étendue au cours du Tertiaire par le développement de grands pédiments à la base de petits inselbergs. A droite, cône strombolien subactuel appartenant au Manzaz.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE IV

L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA SURFACE SOMMITALE

Fig. 1. — Grands pédiments développés dans un granite migmatitique au Sud de l'Admer en contrebas de la surface des trapps d'où est prise la photo.

Fig. 2. — Vue rapprochée de la surface du pédiment : quelques boules granitiques achèvent de se désagréger sur une surface remarquablement régulière. Sur le pédiment, quelques blocs anguleux provenant des basaltes qui surmontent le talus granitique.

Fig. 3. — La cuvette de Tamenokalt creusée en contrebas de la surface sommitale dont les témoins apparaissent à l'horizon. Au premier plan, dépôts calcaires lacustres lités dans lesquels ont été trouvées deux mâchoires d'Alcelaphus. Au niveau des premiers buissons, l'accumulation lacustre est ravinée par la terrasse graveleuse « moyenne » (Paléolithique moyen).

PLANCHE V

LES BUTTES TÉMOINS DE GRÈS PRÉ-VOLCANIQUES : TIRÉHITINE

Fig. 1. — Un affleurement de grès à l'Est de l'O. Tiréhitine : les grès sub-horizontaux sont recouverts directement par les trapps de vieux basaltes.

Fig. 2. — Détail de la coupe des grès : vers les deux tiers de la coupe, les grès à fins litages légèrement entrecroisés et plus cimentés forment la corniche. Au-dessous, un banc à galets de quartz fluviatiles.

Fig. 3. — Coupe des grès affleurant sous les trapps au Nord-Est de l'O. Tiréhitine.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE VI

LES ALLUVIONS PRÉ-VOLCANIQUES DU TÉHÉ N'TSITA

Fig. 1. — Coupe à l'Est du Col (A_6 sur la figure n° 26 dans le texte) Les sables et galets fluviatiles reposent vers le bas sur des argiles brunes compactes. Au sommet, la butte basaltique est un vestige de la base des trapps qui apparaissent largement au fond, vers l'In Toukfissine.

Fig. 2. — Coupe au SE du gisement (D sur la fig. 26) montrant les sables « discordants ». Au bas de la photo, une portion de la coupe a été « rafraîchie » pour faire apparaître les stratifications des sables, soulignées par de la limonite. Au sommet : éboulis basaltiques.

Fig. 3. — En B_4 sur la figure 26 : vestige de sol à cuirasse de nappe finement litée dans une paléo-vallée envahie par les toutes premières coulées basaltiques.

PLANCHE VII

LES PLUS ANCIENS ÉPANCHEMENTS BASALTIQUES

Fig. 1. — Vue d'un grand versant du Tesserlite, taillé dans les trapps de l'Atakor oriental.

Fig. 2. — Un banc de galets fluviatiles à la base d'une coulée « discordante » recoupant les trapps et le socle de l'O. Temorte.

Fig. 3. — A la partie tout à fait inférieure des trapps : dépôt lacustre kaolinique de l'O. Ihérane. Les bancs blancs de la partie moyenne de la coupe représentent un épisode de dépôts de fines projections volcaniques.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE VIII

LES GLACIS D'ÉROSION ENTAILLANT LES BASALTES ALTÉRÉS

Fig. 1. — Glacis d'érosion recouverts d'épaisses couvertures de matériel soliflué dans le haut O. Issedjène. A l'horizon l'aiguille de l'Adade en avant de la falaise du Tesserlite.

Fig. 2. — Glacis de l'O. Torak supérieur (Atakor oriental). La vallée de l'oued a été élargie par le développement de grands glacis taillés dans les trapps inférieurs réduits en argile rouge. Ces glacis ont été largement recouverts par les débris des coulées basaltiques supérieures peu altérées.

Fig. 3. — Un glacis raviné dans l'O. In Tekadène. Les basaltes inférieurs transformés en sol argileux rouge sont taillés en glacis tandis qu'au fond les basaltes supérieurs forment le talus de roche plus dure. Remarquer le calibre des blocs anguleux transportés depuis le talus (le marteau donne l'échelle).

PLANCHE IX

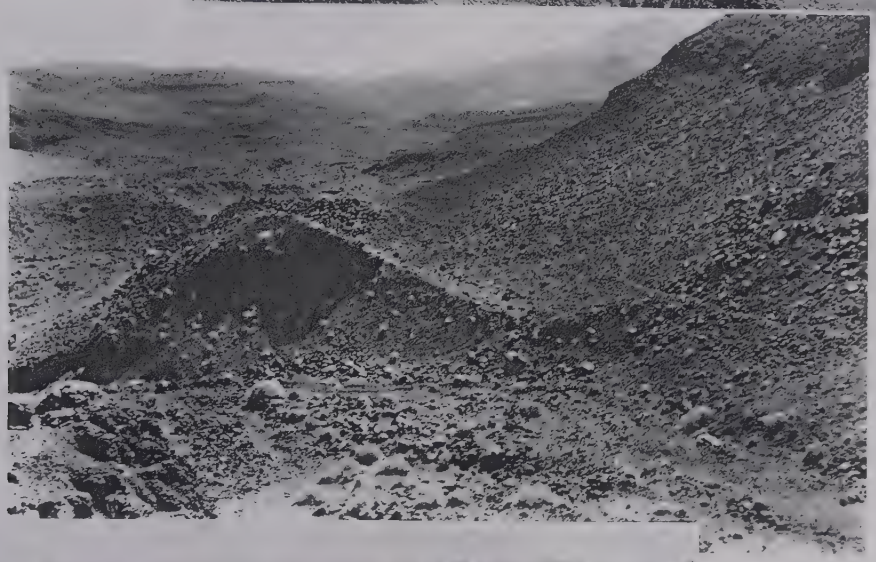
SOLIFLUCTION ET NICHES DE NÉVÉ

Fig. 1. — L'empâtement des bas versants du Tesserlite à l'Ouest de l'Issou. Une accumulation boueuse stratifiée pouvant atteindre 25-30 mètres d'épaisseur est recoupée par le versant rectiligne le plus ancien avec concentration des blocs vers la surface. Au premier plan, une seconde forme du même type emboitée dans la première. A droite, amorce d'une phase de remaniement plus récente.

Fig. 2. — Niche de névé bordée par son bourrelet morainique sur la rive droite de la branche occidentale de l'O. Issedjène. Elle se situe en exposition SE, au pied du Tesserlite.

Fig. 3. — Détail du versant de solifluction en exposition SE par rapport aux trapps au NO d'Afilale (voir dans le texte la fig. 50).

1



2

3

1

2

3

PLANCHE X

FORMES DE RELIEF LIÉES A LA PRÉSENCE DES NÉVÉS

Fig. 1. — Vallon suspendu au flanc Est de l'Assekrem. Les versants du vallon sont empâtés par une accumulation de petites plaquettes de phonolite gélivée (à gauche) et par des coulées de solifluction (à droite), qui comblent partiellement le creux laissé par le névé en arrière de son bourrelet morainique, bien visible au fond de la photo.

Fig. 2. — Curieuse forme d'accumulation suspendue au-dessus de la vallée de l'O. Akayaye (Est de l'Assekrem). Cette « langue » qui s'avance à partir de la falaise présente un léger creux au centre et des bourrelets de blocs périphériques.

Fig. 3. — Ancienne langue de névé issue d'un petit amphithéâtre (en amont de la photo) et se terminant à l'aval par un bourrelet morainique dissymétrique, à l'Ouest de l'O. Elem (voir dans le texte, la figure n° 74).

PLANCHE XI

NICHES DE NÉVÉS ET BOURRELETS MORAINIQUES

Fig. 1. — Niche de névé au flanc NE du Serdjate. La photo est prise du bourrelet vers l'intérieur limoneux. Remarquer la rupture de pente à mi-versant qui marque la limite amont de l'ancienne accumulation neigeuse. Ce talus a été partiellement oblitéré par la solifluction. Au fond : les hautes murailles phonolitiques du Serdjate fortement démantelées par la gélifraction.

Fig. 2. — Niche de névés de l'Ihaossé au SE de l'Assekrem, vue du Sud. On aperçoit la large gouttière limoneuse partiellement envahie par la solifluction postérieure et, à droite le bourrelet morainique formé de blocs de phonolite venus de la falaise.

Fig. 3. — Détail du bourrelet morainique précédent montrant les orientations anarchiques des blocs. Vers la droite, le bourrelet est raviné par les hauts affluents de l'O. Akayaye.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE XII

LES MORAINES DU NORD-NORD OUEST DU TAHAT

Fig. 1. — La moraine bordière du névé vue du bord du Tahat. On aperçoit le creux laissé par le névé et partiellement rempli par les coulées de solifluction et les dépôts torrentiels, puis la moraine formée de blocs de phonolite venus du Tahat. A droite, la large interruption de la moraine correspond à la zone de départ du « glacier rocheux ».

Fig. 2. — Le glacier rocheux vu de l'aval et en arrière plan, le massif du Tahat. La langue de blocs s'est avancée dans une vallée préexistante, mais en gardant une bordure nette, à profil extrêmement convexe.

Fig. 3. — Détail de la bordure du glacier rocheux : les blocs qui recouvraient le glacier rocheux se trouvent dans toutes les positions et fréquemment verticaux. En avant, le sol plat du fond de la vallée sur lequel s'est avancée la masse en mouvement.

PLANCHE XIII

ÉROSION DIFFÉRENTIELLE DANS LES « BULBES » DE LAVE « ACIDE »

Fig.1. — Le dôme presque parfait de l'Essa. On remarque à droite un petit ravin qui semble exploiter un léger affaissement de la coupole. A gauche, un glacis en pente forte au bas de la paroi prismée est couvert de petites plaquettes de gélifraction.

Fig. 2. — Le dôme évidé de l'Imadouzène : on aperçoit la palissade extérieure liée à des trachytes plus résistants. A gauche, le piton « central », nettement excentré, domine l'ensemble.

Fig. 3. — Dôme trachytique sur la rive droite de l'O. Tarhoumoute. L'aspect ruiniforme très typique de nombreux dômes de trachyte est dû à l'érosion différentielle de laves plus ou moins poreuses ou plus ou moins fumerollisées.

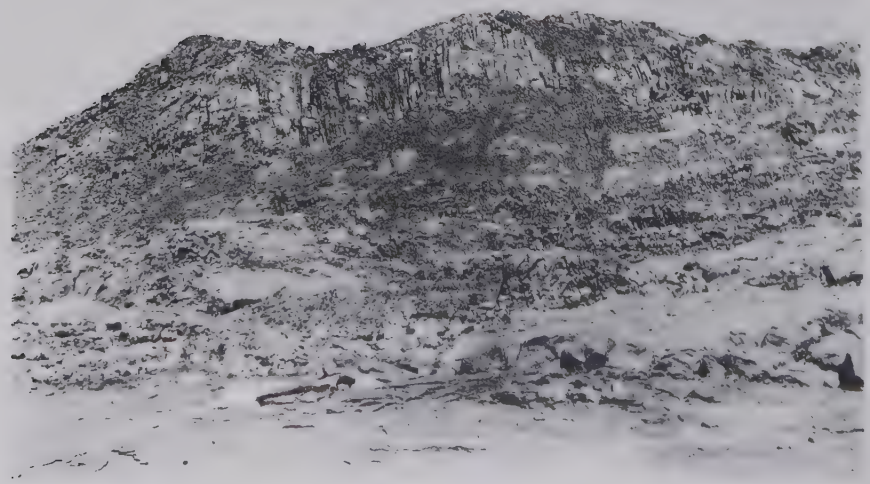
1

2

3

1

2



3

PLANCHE XIV

QUELQUES RELIEFS DU MASSIF GRANITIQUE DE L'AHELEHEG

Fig. 1. — Érosion différentielle dans le « roof pendant » oriental. Au premier plan, des gneiss granitisés et fortement altérés sont ravinés sur les bords d'une cuvette sableuse (O. Tadadine). Au fond au contraire, un dôme de granite presque intact et un filon de quartz sont dégagés de leur environnement gneissique tendre.

Fig. 2. — Contact brutal du granite à la bordure S-SE. Le granite a ici un faciès très fin auquel appartient également la « dent » de gauche (cote 1544)

Fig. 3. — L'échine vue du Sud. L'extrême densité des diaclases est frappante dans ce haut relief. La résistance de la roche s'explique pourtant parce que toutes ces diaclases parallèles à l'axe principal de l'échine sont remplies par une intense silicification.

PLANCHE XV

LES BORDURES DE L'AHELEHEG

Fig. 1. — Le talus de bordure vers le N-NE : la rupture de pente entre le versant granitique haut de 250-300 mètres et les pédiments couverts par la terrasse « moyenne », se situe pratiquement sur le contact géologique

Fig. 2. — La brutalité du contact entre le granite circonscrit (à gauche) et les migmatites, sur la bordure occidentale.

Fig. 3. — La bordure au Nord : d'énormes chaos de boules en pente raide s'arrêtent brutalement au contact avec l'encaissant. Celui-ci disparaît sous une accumulation graveleuse (contemporaine de la terrasse « moyenne ») qui a été taillée postérieurement en glacis.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE XVI

LES BORDURES DE L'AHELEHEG (SUITE)

Fig. 1. — Profil du versant occidental au contact de la haute plainette de l'O. Ouazène. Cet oued prend naissance dans cette plaine et s'écoule vers le fond de la photo (Sud) tandis qu'au premier plan, sans le moindre interfluve, commencent les ravinements du haut O. Amezeguine qui s'écoule vers le Nord.

Fig. 2. — La vallée de l'O. Amezeguine au Nord-Ouest. Cet oued s'enfonce progressivement en contrebas de vestiges du niveau aplani qui correspond à la petite plaine de la figure 1 ci-dessus.

Fig. 3. — La bordure Sud-Ouest : les basaltes horizontaux reposant sur des migmatites très altérées reculent à la manière d'une « cuesta » tandis qu'au premier plan se dégage progressivement la surface structurale du batholite avec la gorge en trait de scie de l'O. Ouazène.

PLANCHE XVII

FORMES D'ÉROSION PARTICULIÈRES DANS L'AHELEHEG

Fig. 1 — Vue prise du bord Est du Taourirt et montrant le développement de la « banquette » d'érosion de la bordure NE .La tache blanche au fond est la vallée de l'O. Tinéftaouine qui marque la bordure du granite.

Fig. 2 — La destruction par le ravinement d'un ancien versant cuirassé. Il s'agit ici d'un vieux pédiment en bordure d'une petite alvéole dans l'intérieur de l'Aheleheg.

Fig. 3 — Vue de detail à la surface du cône couvert d'argile blanche et de gros blocs de quartz au Nord du Taourirt.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE XVIII

IN TOUNINE ET MASSIF DE TORAK

Fig. 1. — La haute plaine de l'O. In Tounine creusée en contrebas du Plateau central dont on aperçoit ici la bordure orientale depuis le Dendenal (paroi rocheuse du premier plan) jusqu'à l'Essar au fond.

Fig. 2. — L'inselberg du Dendenal vu du NE, c'est-à-dire à la surface du Plateau. Il apparaît ici comme une forme d'érosion différentielle (granite fin) en bordure d'une alvéole sableuse qui correspond à la grande zone de broyage.

Fig. 3. — Le vaste pédiment dégradé taillé dans la partie Sud-Ouest du granite de Torak. La vue est prise de la gorge de l'O. Temmesse Medjak vers le Sud : au-delà du pédiment, l'encaissant du granite est encore couvert de « vieux basaltes » des plateaux sur lesquels reposent les « chateaux-forts » (au centre, l'Ikarraguène).

PLANCHE XIX

RELIEFS GRANITIQUES AU SUD-OUEST DE L'ILAMANE

Fig. 1. — Les reliefs en clochetons et en « doigts » dans le granite très diaclasé de l'Imorane.

Fig. 2. — Grèzes litées formées de gravillons granitiques au pied d'un versant dans l'O. Tin Tebarert. Ces grèzes sont recoupées en « discordance » par une coulée de blocs issue d'un névé de la dernière période froide.

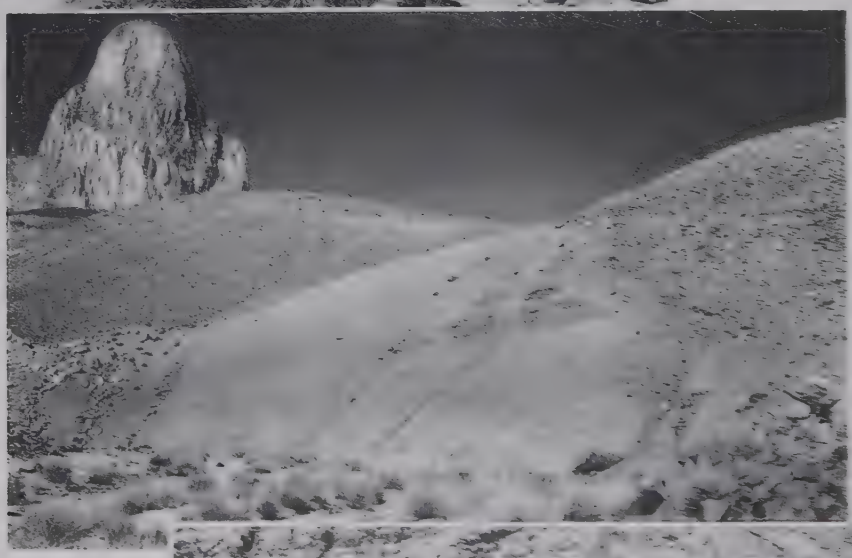
Fig. 3. — Bordure orientale du « cirque » de l'Ilamane : les reliefs granitiques se différencient en contrebas de la surface sommitale encore recouverte par de grands lambeaux de trapps.

1

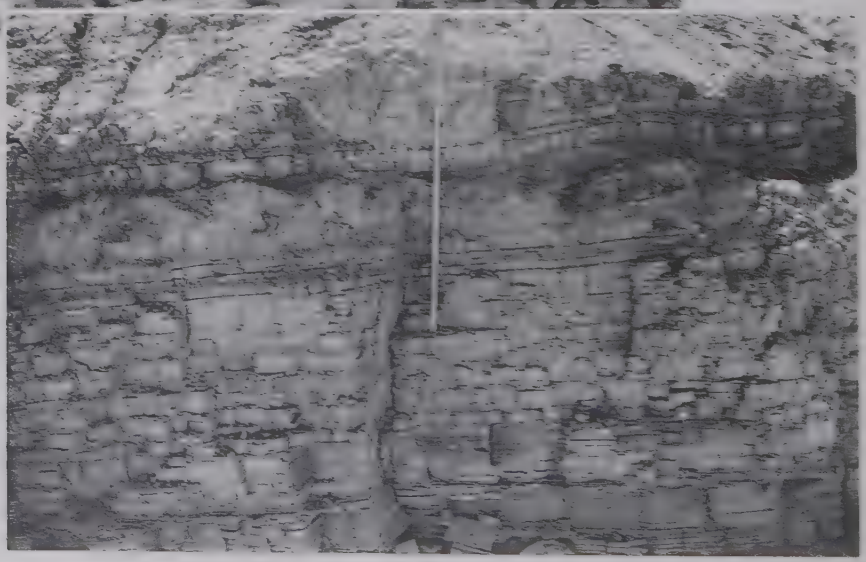
2

3

1



2



3

PLANCHE XX

LE QUATERNAIRE DU BASSIN DE TIN TERARÈNE (HAMADA)

Fig. 1. — Le dépôt de diatomites du Pléistocène inférieur (1) vidé de l'Arbil par la vallée de l'O. Abrare. Ces diatomites contiennent un grand nombre de poissons de la faune « pontique » (*Petrocarya*, *Zenaria*, *Ostrya*, etc.). Au-dessus, on aperçoit les épaisses coulées de blocs et de limons des premières périodes froides.

Fig. 2. — Le dépôt d'argile lacustre du même lac (diatomites affleurant à la base du cône de l'Arbil, sur la rive gauche de l'O. Abrare. Au-dessus : la masse des blocs de coulées de solifluxion dominée à gauche par le pic Ilamane (2 760 mètres).

Fig. 3. — Détail des argiles très finement litées de la partie inférieure de l'épaisse lacustre. On remarque, aux 2/3 de la photo le niveau des sables noirs indiquant des apports détritiques.

PLANCHE XXI

LES DÉPRESSIONS VOLCANO-TECTONIQUES DE L'ATAKOR

Fig. 1. — Agrandissement d'un fragment de la photo aérienne XVIII-XXIV n° 33 représentant la dépression de Tessibent trouant à l'emporte-pièce l'amande granitique de Tessibent. Le Nord est à droite de la photo. On aperçoit à gauche vers le haut, les premières coulées phonolitiques de l'Issekram.

Fig. 2. — Vue du sol de la partie aval de cette même dépression. La photo est prise vers le S.O. et montre les talus verticaux de la dépression et, au fond, une partie du massif de l'Issekram.

Fig. 3. — La dépression de Tédrouri encastrée dans le granite de Torak. Vue vers le Sud-Est.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE XXII

VOLCANISME ET SÉDIMENTATION DANS LES DÉPRESSIONS VOLCANO-TECTONIQUES

Fig. 1. — Sur la bordure Nord-Ouest du bassin de Tin Tebarert, des « micro-volcans » de laves spongieuses et de scories sont apparus le long du bord de la dépression. A gauche le cône détritique de l'Arhil.

Fig. 2. — Les argiles finement litées villafranchiennes rebroussées par « flexure » le long de cette même paroi granitique et recoupées en « discordance » par les dépôts soliflués du dernier Pluvial frais.

Fig. 3. — Les argiles et calcaires finement lités du Tahag qui contiennent la faune à Rhinocéros, Proboscidien et Crocodile, sont fortement « plissées » vers la bordure de la dépression. Cette déformation est probablement accentuée par des glissements (slumping), mais les coupes montrent un fort gauchissement des dépôts lacustres.

PLANCHE XXIII

QUELQUES POLLENS CARACTÉRISTIQUES DES FLORES QUATERNAIRES

Ces pollens peuvent se classer par affinités écologiques :

a) Flore tempérée : *Tilia*, vue polaire (n° 2). *Platanus*, vue polaire (n° 3) et sillon de face (n° 4). *Corylus*, vue polaire (n° 11). *Betula*, vue polaire (n° 12). *Ostrya* pore de profil (n° 6). *Alnus*, vue polaire (n^{os} 10 et 16). *Aesculus*, aperture de face d'un échantillon du Tahag (n° 18) et *A. hippocastanum*, pollen actuel, aperture de face (n° 17). *Quercus*, vue méridienne (n° 24). *Juglans*, coupe optique (n° 27). *Castanea*, vue méridienne (n° 26) et triangle polaire (n° 25). Tous ces pollens à l'exception de la figure 16 (Tin Tebarert) proviennent du Tahag.

b) Flore à affinités plus méditerranéennes : *Pinus halepensis* (n° 1). *Ericaceae* (n° 9). *Oleaceae* (n° 8). *Cupressus* (n° 7).

c) Flore à affinités tropicales : *Entada*, détail du pore (n° 31, Tarhenanet) et mesocolpium (n° 30, Tin Tebarert). *Anacardiaceae*, triangle polaire (n° 29) et colporus (n° 28). *Myrtaceae*, ni *communis*, ni *nivellii* : vue méridienne, aperture de face (n° 23), vue méridienne, coupe optique (n° 22) et vue polaire (n° 21).

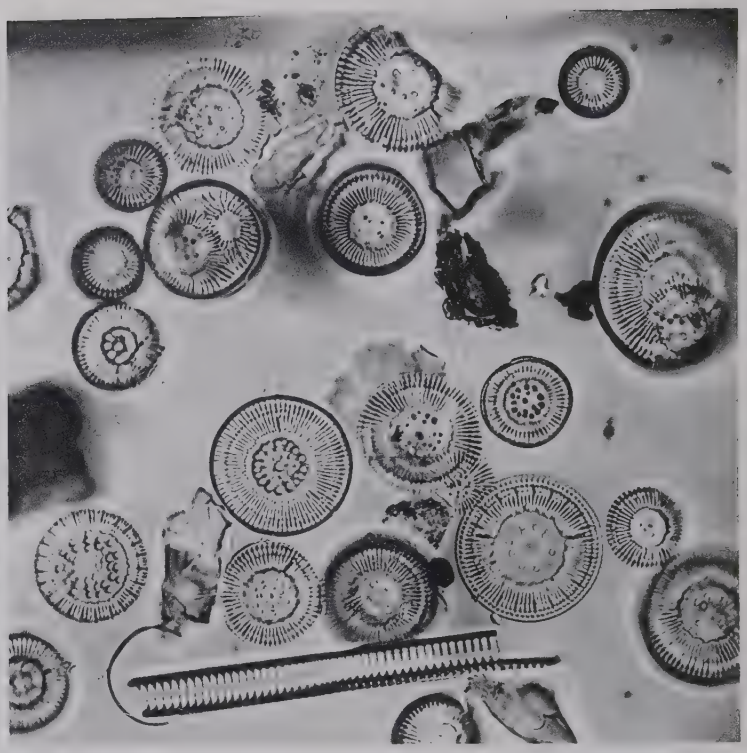
d) Plantes d'eau : *Cyperus conglomeratus* (n° 33) et *Typha* (n° 32, Tahag).

e) Plantes steppiques : *Graminae* (n^{os} 13 et 14). *Chenopodiaceae* (n° 15), *Artemisia* (n^{os} 19 et 20).

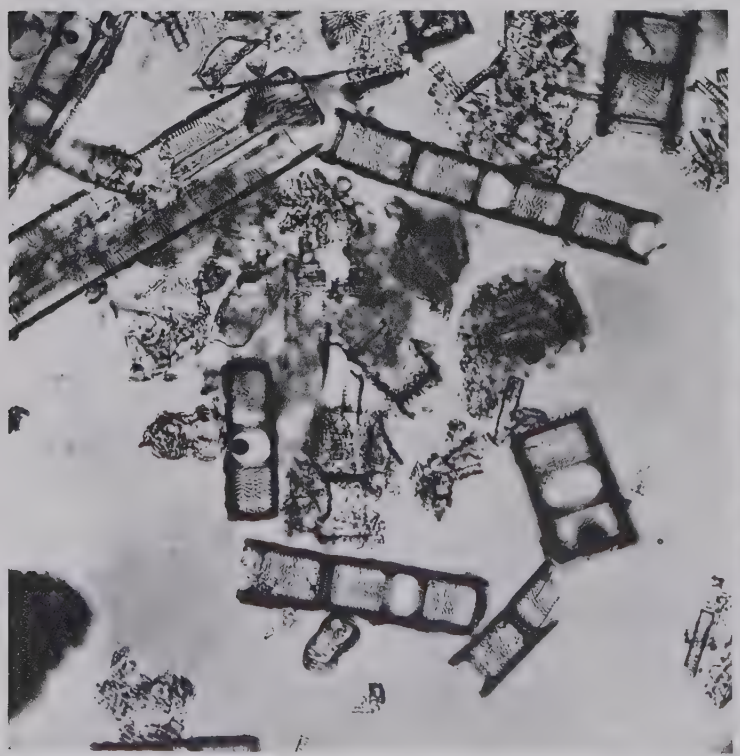
f) *Urticaceae* (n° 5).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33

1



2



3

4

PLANCHE XXIV

QUELQUES DIATOMÉES FOSSILES DE L'ATAKOR

Fig. 1. — Diatomite de Tin Tebarert (Ilamane) à 1 mètre de la base : *Stephanodiscus Astrea* var. *transylvanica*.

Fig. 2. — Même diatomite, à 0,5 mètre de la base : *Synedra ulna* (batonnet en bas), *Cyclotella comta* (en bas à gauche), *Cyclotella comta* var. *Pantanelli* et *Cyclotella Kutzingiana* var. *planetofora*.

Fig. 3. — Diatomite d'Ansassarène : *Melosira italica*, var. *valida*, espèce d'eaux froides.

Fig. 4. — Diatomite de Tedrouri : *Pinularia lacunarum* Hust., espèce d'eaux tièdes.

PLANCHE XXV

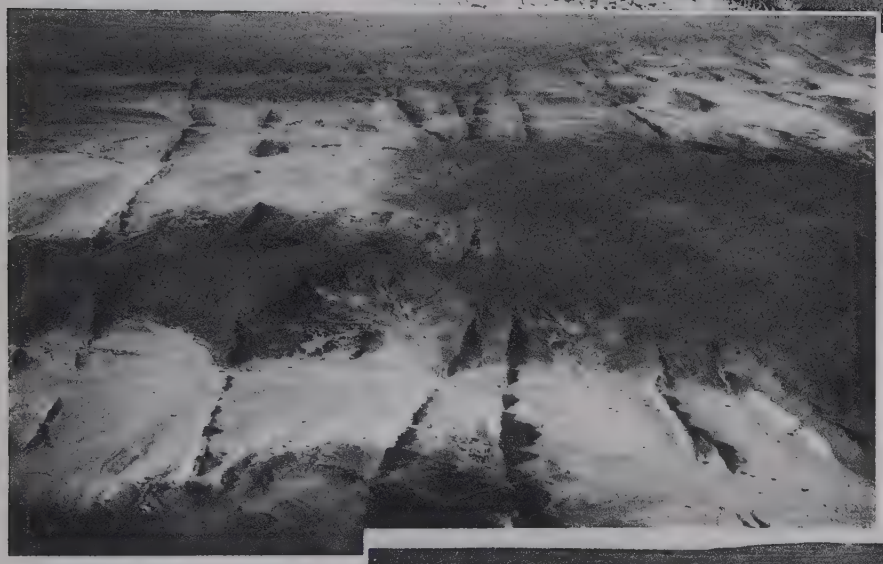
PROBLÈMES MORPHOLOGIQUES DES « BASALTES DES PLATEAUX »

Fig. 1. — Alluvions pré-basaltiques jaunes et rouges comblant un vallon à la base des coulées sub-horizontales de Tozouni à 15 km au Sud-Est de Tit.

Fig. 2. — Les basaltes des plateaux reposant sur une surface extrêmement évoluée d'où dérivent par érosion différentielle postérieure les reliefs filoniens de l'In Toudet (20 km à l'Ouest de Tamanrasset).

Fig. 3. — Sur le Tassa n'Djena du Nord, les curieux « cordons de pierres » dans une dépression limoneuse à la surface du plateau.

1



2

3

1

2

3

PLANCHE XXVI

LE VOLCANISME « ACIDE » A LA BORDURE SUD-EST : O. TANDJÈTE

Fig. 1. — Grand dyke trachytique ébréché par l'érosion dans l'O. Téhédjite.

Fig. 2. — La grande aiguille de l'Inemirous, piton de trachyte qui se dresse presque dans le lit de l'O. Tandjète à plus de 150 mètres de hauteur relative (au NO du plateau basaltique de l'Aounouref). Remarquer la médiocrité du talus d'éboulis.

Fig. 3. — L'In Sanane, énorme appareil trachytique hérissé de murailles et d'aiguilles hautes de 100 à 150 mètres. On constate ici aussi la relative pauvreté des cônes d'éboulis (en bas à droite).

PLANCHE XXVII

LE VOLCANISME TRÈS RÉCENT ET SES ULTIMES MANIFESTATIONS

Fig. 1. — La « montagne des génies », à l'Ouest du village d'Idelès est un cône strombolien récent. D'après les habitants d'Idelès, on y percevrait encore parfois de sourds grondements.

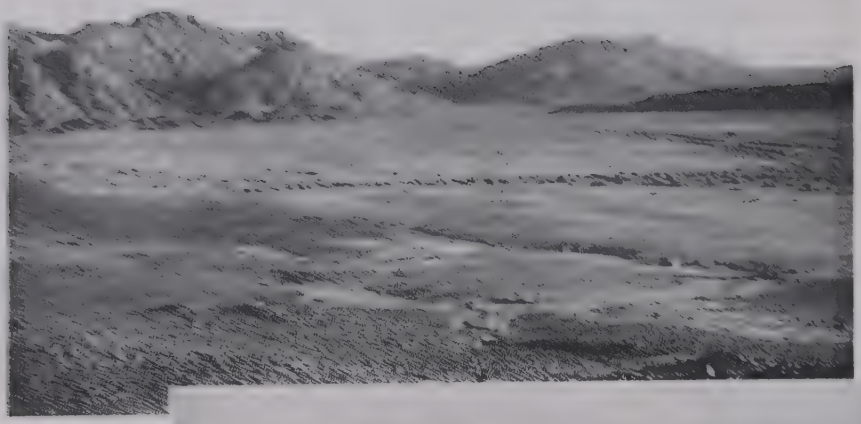
Fig. 2. — Source saline apparaissant le long d'une faille. Remarquer la désagrégation rapide et localisée du granite par les variations de volume de ces sels très hygroscopiques.

Fig. 3. — Coupole de dépôts salins et carbonatés surmontée d'une petite vasque. Une série de dépôts identiques jalonnent de grandes failles à l'Ouest de la Koudia (Ouest de Tagnert) : la faille ici est visible à gauche. Il semble s'agir d'anciennes sources thermales.

1

2

3



1

2

3

PLANCHE XXVIII

RELIEFS GRANITIQUES DE LA BORDURE NORD-EST

Fig. 1. — Le vaste pédiment de l'Éfeni au pied du talus granitique de l'Abarga. Des restes de coulées subsistent dans la plaine sous forme de mesas : au premier plan et au fond à droite.

Fig. 2. — La terrasse graveleuse « moyenne » prend une extension et une ampleur considérables dans toute la région de l'Abarga (SE d'Hirafok), liée probablement à une intense désagrégation du granite lors de cette période sèche.

Fig. 3. — L'inselberg du Taderaze vu de l'Est. Ce magnifique relief de granite fin est entouré de toutes parts par les coulées basaltiques récentes du Manzaz.

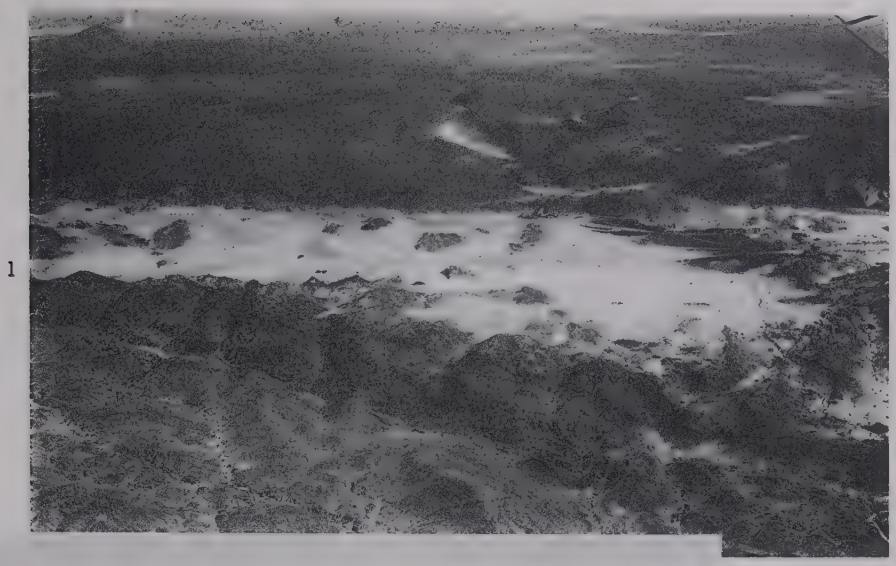
PLANCHE XXIX

RELIEFS GRANITIQUES A LA BORDURE SUD-OUEST

Fig. 1. — Le bassin du Crocodile, vaste affleurement de granite évidé. Les oueds de la Koudia arrivent du fond (plateaux au SO de la Taessa) et se rassemblent dans le bassin que draine l'O. Tarhenanet (tâche blanche). Une coulée volcanique récente qui a emprunté sa vallée, réapparaît sous les sables à droite.

Fig. 2. — Petits inselbergs et alvéoles sableuses apparaissant au NE de la plaine d'Aguenar dans une zone de très forte reprise d'érosion, probablement liée à la « flexure » Issekram-Héchaguène (ce dernier massif de lave « acide » apparaît au fond, au centre de la photo).

Fig. 3. — Dos de baleine surmonté de reliefs caverneux (taffonis) dans le granite de l'O. Tadjmert (20 km à l'Est de Tit).



1

2

3

1

2

3

PLANCHE XXX

LES DÉPOTS QUATERNAIRES DE LA BORDURE NORD-EST

Fig. 1. — A l'intérieur du synclinal perché quartzitique de l'Erha (à l'Est du Manzaz), les vestiges des grands glacis villafranchiens sont magnifiquement conservés sous la forme de ces grandes buttes à couverture de blocs très patinés et à limons argileux rouges. Ces buttes détachées des versants ici apparaissent à droite et au fond de la photo.

Fig. 2. — Belle coupe de la terrasse « moyenne » dans l'O. Tileline juste à l'amont de sa gorge à travers le granite de l'Abarga.

Fig. 3. — Coupe d'une accumulation de limons noirs datant du dernier grand Pluvial (Atéro-moustérien), dans un petit affluent de l'O. Telohat (Est du Manzaz). La lentille blanche interstratifiée est une accumulation de calcaire très friable.

PLANCHE XXXI

LES GLACIS ÉTAGÉS DU TAKACHEROUET

Fig. 1. — Au flanc de la crête de quartz filonien, surmontée ici d'un piton de lave « acide », on distingue les deux glacis les plus anciens. Le plus élevé est le glacis villafranchien avec son épaisse couverture de blocs patinés. Au premier plan, le second glacis aboutit à la terrasse graveleuse (tâches blanchâtres).

Fig. 2. — Plus en amont, au pied de l'appareil de lave visqueuse et du filon de quartz, on distingue le troisième glacis qui recoupe franchement la terrasse graveleuse « moyenne » et aboutit à l'accumulation visible sur la figure 3 ci-dessous.

Fig. 3. — Le colluvionnement du glacis le plus récent : à la base alternent des limons argileux et des lits de quartz gélivés dans lesquels ont été trouvés en place toute une série d'outils atéro-moustériens. Au-dessus, le dépôt devient franchement limoneux avec une coloration brune à noire due à la matière organique.

1

2

3

1

2

3

PLANCHE XXXII

VESTIGES DU QUATERNAIRE RÉCENT SUR LE FLANC SUD

Fig. 1. — Au débouché de l'O. Tamanrasset dans la petite plaine de Tamanrasset, on constate le grand développement de la terrasse « moyenne » qui marque l'apparition d'une phase très sèche vers le Paléolithique moyen.

Fig. 2. — Dans l'O. Tarhenanet (12 km au SO de l'Ilamane) sur la terrasse « moyenne » repose une légère accumulation de sables blancs (éoliens ?), puis un alluvionnement de limons tourbeux dans un ancien marais. Ces limons datent du dernier Pluvial frais (Würm) et ont fourni des pollens d'une flore méditerranéenne. Au-dessus, passage à des sables de ruissellement avant le creusement subactuel.

Fig. 3. — Ancien fond de marais tourbeux à accumulation limono-argileuse au pied des versants granitiques complètement dévêtus de leur manteau d'altération.

Achevé d'imprimer

en Septembre 1967

sur les presses

de l'Imprimerie PRIESTER *à Paris*

pour la typographie

et par

les Ateliers d'Impressions d'Art

Jean BRUNISSEN *à Paris*

pour les planches hors-texte en phototypie

Vu et approuvé :

Le 21 octobre 1966

Le Doyen de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines :

Marcel Durry.

Vu et permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Paris :

J. Roche.